

Les gisements d'or des Andes sud-orientales du Pérou

Michel FORNARI ⁽¹⁾, Gérard HERAIL ^(3,4)
Gérard LAUBACHER ⁽³⁾, Mireille DELAUNE ⁽⁵⁾

Résumé : La province aurifère sud-orientale du Pérou fournit plus de la moitié de la production d'or du pays ; cette production provient de quelques gisements primaires et surtout des placers.

Les minéralisations primaires se répartissent soit dans des terrains pré-ordoviciens, probablement précambriens, soit, plus fréquemment, dans les séries du Paléozoïque inférieur. Dans la région de la Rinconada, on observe de nombreux filons interstratifiés (« mantos ») de quartz aurifère qui sont l'objet d'exploitations traditionnelles ; on y trouve aussi un amas sulfo-arsénié formé d'une couche à mispickel et pyrrhotite, parallèle à la stratification. Les deux types de minéralisations sont interprétées comme le résultat de la circulation de solutions hydrothermales sous-marines à travers la colonne sédimentaire en voie de compaction. Les placers se répartissent dans les alluvions néogènes à quaternaires, depuis les hautes altitudes de la Cordillère Orientale au sud-ouest, jusqu'à la basse plaine amazonienne au nord-est. On les trouve donc dans des matériaux variés tels que les moraines et dépôts fluvio-glaciaires du versant de la cordillère dominant l'Altiplano, les alluvions fluvio-torrentielles et fluviales des vallées andines et celles des bassins intramontagneux et du piémont du versant amazonien.

La genèse de ces placers n'est pas simplement due à une concentration progressive de l'or des sources primaires situées à l'amont des vallées, près de la ligne de crête de la cordillère. Plusieurs zones de minéralisations primaires ont fourni de l'or aux alluvions et les modalités de concentrations diffèrent selon les caractéristiques géodynamiques locales. Deux grands domaines sont distingués : l'un, tecto-orogéniquement « passif », comprend le versant altiplanique et toute la région des hauts versants cordilléraux, l'autre, tecto-orogéniquement « actif », comprend les bassins du domaine subandin et le piémont amazonien, au contact avec le front subandin. L'existence d'une tectonique compressive qui se marque en particulier par les chevauchements du front andin, se répercute dans le fonctionnement des collecteurs de l'or synorogéniques.

Mots-clés : Or - Placer - Filon - Amas sulfuré - Pérou.

Abstract : Gold deposits of the southeastern Andes of Peru. The southeastern gold province supplies more than half of the gold produced in Peru. Gold is extracted mainly from placers deposits and from few primary deposits.

Primary mineralizations occur either in pre-Ordovician high grade metamorphic rocks, (Precambrian ?) or, more often, in lower Paleozoic shales. In the Rinconada region, numerous bedding-parallel gold quartz veins (« mantos ») are traditionally mined. A sulfo-arsenical accumulation, composed of a massive layer of arsenopyrite and pyrrhotite is also observed. Both mineralizations are interpreted as the result of the percolation of submarine hydrothermal discharges through the sedimentary pile during the compaction.

Placers occur into Neogene to Quaternary deposits from the high summits of the Eastern Cordillera in south-west to the Amazonian plain in north-east. Therefore, they are observed in various materials such as moraines and fluvioglacial deposits

(1) ORSTOM, 213, rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10.

(2) CGGM, ENS des Mines de Paris, 75272 Paris Cedex 06.

(3) ORSTOM, Mission en Bolivie, CP 8714, La Paz.

(4) CIMA-UA 366 CNRS, Université de Toulouse-Le Mirail, 31058 Toulouse Cedex.

(5) ORSTOM, Laboratoire des séries sédimentaires, 93140 Bondy.

in the Altiplano facing slope of the Cordillera, fluvio-torrential and fluvial deposits in the Andean valleys, and in the intramontane basins and in the piedmont of the Amazonian slope

These placers are not only formed by a gradual concentration of gold derived from primary sources located upstream from the valleys near the crest line of the cordillera. Several zones with primary mineralizations provide gold to the alluvia and concentration processes vary with the local geodynamic characteristics. Two provinces are distinguished: the first one which is orogenically « passive », includes the Altiplano and the whole zone of the high slopes of the Cordillera and the second one which is orogenically « active » includes the Sub-Andean basins and the Amazonian piedmont near the Sub-Andean front. This latter is linked to a compressive tectonic.

Key words : Gold - Placer - Vein - Massive sulfide deposit - Peru.

Resumen : Yacimientos auríferos en los Andes sur-orientales del Perú. *Más de la mitad del oro en el Perú procede de la provincia aurífera sur-oriental, parte de yacimientos primarios y sobre todo, de placeres.*

Las mineralizaciones primarias se encuentran en terrenos pré-ordovícicos, de probable edad precámbrica y, principalmente, en series del Paleozoico inferior. En la región de la Rinconada se notan numerosas vetas o « mantos » de cuarzo aurífero que son explotadas por minería tradicional; también se conoce una capa maciza con arsenopirita y pyrrotita paralela con la estratificación. Los dos tipos de mineralización están genéticamente ligados y se interpretan como fluidos hidrotermales submarinas atravesando la columna sedimentaria en proceso de compactación.

Los placeres se localizan en aluviones neógenos y cuaternarios desde las altas cumbres cordilleranas al sur-oeste, hasta la planicie selvática del Madre de Dios al nor-este. El oro se encuentra en materiales varios: morenas y depósitos fluvio-glaciales en la vertiente altiplánica de la Cordillera; aluviones fluviales y fluvio-torrenciales en los valles andinos, las cuencas intramontañosas y el piedemonte de la vertiente amazónica.

La génesis de estos placeres no está únicamente debida a una concentración progresiva del oro de las fuentes primarias; de la cumbre de la Cordillera varias áreas han proveído oro primario a los aluviones; además, los modos de concentración del oro cambian en relación con las características geodinámicas locales. Dos áreas pueden diferenciarse: el primero es orogénicamente « pasivo », se trata de las altas vertientes de la cordillera; el segundo orogénicamente « activo », abarca las cuencas intramontañosas y el piedemonte amazónico y está relacionado con la tectónica compresiva del frente tectónico sub-andino del ante país.

Palabras claves : Oro - Placer - Veta - Sulfuros macizos - Perú.

INTRODUCTION

La chaîne des Andes centrales est constituée de terrains méso-cénozoïques reprenant un substratum paléozoïque et précambrien (AUDEBAUD *et al.*, 1973 et 1976, DALMAYRAC *et al.*, 1980). Elle se caractérise par une zonation morpho-structurale et magmatique en partie liée à sa position sur une marge active. Morphologiquement, dans le sud du Pérou, on distingue classiquement, la zone côtière, la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère Orientale, la zone sub-andine et l'avant-pays amazonien; la province aurifère sud-orientale s'étend sur ces trois dernières zones (fig. 1).

Les nombreux objets en or découverts sur des sites archéologiques aussi anciens que Chavin ou Paracas (LAVALLÉE et LUMBRERAS, 1985) montrent qu'au Pérou, l'or était exploité et travaillé il y a déjà 3 000 ans au

moins. Cependant les traces d'exploitations anciennes les plus importantes datent de l'empire Inca (XII^e-XV^e siècles) et de la colonisation espagnole (XVI^e-XVIII^e siècles); ensuite, l'exploitation ne reprit avec force qu'au XX^e siècle. Actuellement le Pérou n'est qu'un modeste producteur d'or à l'échelle mondiale avec une production recensée de 5 150 kg en 1983 et 5 776 kg en 1986. Plus de la moitié de la production de 1986 provient de placers, principalement de la région du Madre de Dios, alors qu'environ 1 500 kg d'or sont récupérés à la raffinerie de la Oroya comme sous-produit du traitement des minerais des mines polymétalliques.

Dans la province aurifère du sud-est du Pérou (fig. 1) qui se prolonge dans le nord de la Bolivie, l'or primaire est connu et a été exploité en de nombreux points (SOLER *et al.*, 1986); cependant, il ne fournit actuellement qu'une production marginale, et ce sont

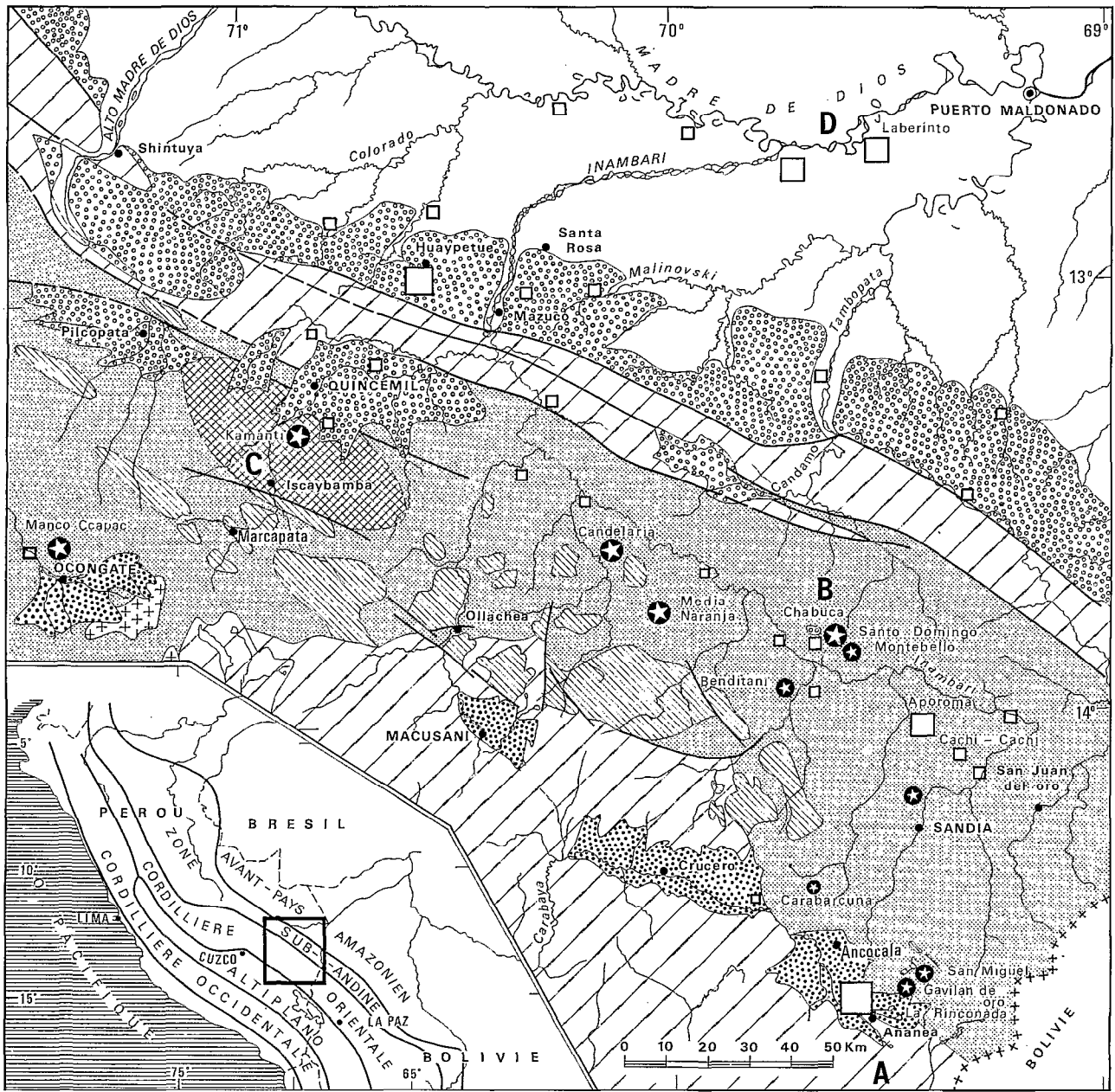


Fig. 1. — Localisation des principaux gîtes d'or du sud-est du Pérou. 1. Plaine alluviale du Madre de Dios ; 2. Formations détritiques néogènes des bassins intramontagneux et du piémont amazonien ; 3. Bassins néogènes du versant sud-ouest de la Cordillère Orientale ; 4. Terrains post-dévonien ; 5. Schistes et quartzites d'âge ordovicien à dévonien. 6. Complexe anté-ordovicien d'Isçaybamba ; 7. Granitoïdes paléozoïques ; 8. Granitoïdes andins ; 9. Occurrences d'or primaire ; 10. Principaux placers. (A, B, C, D : coupe de la figure 13). Location of the main gold occurrences in the Southeastern Peru. 1. Alluvial plain of the Madre de Dios ; 2. Detrital Neogene deposits from the intermontane basins and the Amazonian Piedmont ; 3. Neogene basins from the Altipano slope of the Cordillera Oriental ; 4. Post-Devonian outcrops ; 5. Ordovician to Devonian series ; 6. Isçaybamba complex (Pre-Ordovician) ; 7. Paleozoic granites ; 8. Andean granites ; 9. Rockhosted gold occurrences ; 10. Main gold placers. (A, B, C, D : location of fig. 13)

les placers, formés dans des conditions géomorphologiques très variées, qui fournissent la plus grande partie de l'or.

Le placer fluvio-glaciaire d'Ananea-Ancocala (FORNARI *et al.*, 1982) couvre près de 65 km² (fig. 1) ; il a été exploité au début du siècle par abattage hydraulique puis, entre 1962 et 1972, par une drague flottante installée par la Natomas Compagny. Actuellement, la compagnie Minero-Perú poursuit les travaux d'évaluation et envisage d'installer une drague, opérationnelle en 1989, avec une production prévue de 1,1 t/an sur une période de 12 ans.

De nombreux placers sont exploités dans les alluvions des vallées qui incisent profondément le versant amazonien de la cordillère (fig. 1) aussi bien dans le lit actuel des cours d'eau (particulièrement, le rio Inambari), que dans les terrasses anciennes (Chabuca, Aporoma), et les dépressions intramontagneuses (Quincemil). Cependant les zones les plus prospectées, et où se développe l'activité minière la plus intense, se situent dans les chaînons les plus orientaux de la zone subandine (rio Colorado, Huaypetue, Mazuko, Malinowski) et dans la plaine du Madre de Dios (Laberinto).

LES MINÉRALISATIONS D'OR PRIMAIRE

L'or anté-ordovicien

Les terrains les plus anciens reconnus dans la région correspondent au complexe d'Iscaybamba qui affleure suivant une bande NW-SE dans la partie amont du bassin de Quincemil (fig. 1). Il est constitué de roches volcano-sédimentaires, volcaniques et plutoniques fortement déformées et métamorphosées et correspond à une structure en dôme avec un cœur de gneiss leucocrates surmonté d'amphibolites foliées qui dépassent 1 500 m de puissance. Il présente de nombreuses ressemblances avec la série d'Ollantaytambo décrite par MAROCCO (1978) dans la région de Cuzco, et il est probablement d'âge précambrien (MÉGARD *et al.*, 1971).

Des minéralisations d'or dans les amphibolites ont été exploitées de façon discontinue durant l'époque coloniale (mines du Cerro Kamanti et de Chontapuncoco, PACHECO, 1840). Malgré la végétation tropicale, on observe encore sur la crête du Cerro Kamanti, des vestiges d'aqueducs et des entrées de galerie. Un échantillonnage très limité des filons quartzeux subverticaux recoupant les amphibolites qui ont fait l'objet de petits travaux miniers n'a pas permis d'observer ou de détecter de l'or à l'analyse. Cependant les batées réalisées dans les ruisseaux drainant ces amphibolites ont fourni des particules d'or manifestement peu transportées, ce qui suggère que ce complexe volcano-sédimentaire à composante basique joue un rôle comme source potentielle d'or et constitue un métallotecté régional important à étudier.

L'or du Paléozoïque inférieur

Les minéralisations connues sont contenues dans des terrains pré-dévonien et paraissent antérieures au cycle tardi-hercynien. De nombreux indices de minéralisation sont dispersés géographiquement depuis la latitude de Cuzco au nord jusqu'à la frontière bolivienne au sud ; la même province se poursuit par ailleurs dans le nord de la Bolivie (AHLFELD et SCHNEIDER-SCHERBINA, 1964). Le plus souvent, il s'agit de filons de quartz aurifère alors que le gisement de la Rinconada qui a alimenté le placer fluvio-glaciaire d'Ananea comprend des filons de quartz associés à un amas sulfo-arsenié.

LES MINÉRALISATIONS DE TYPE QUARTZ AURIFÈRE

Les minéralisations filoniennes

Les minéralisations filoniennes sécantes sont connues entre autres dans les exploitations de Benditanita, Media Naranja, Candelaria et l'ancienne mine de Santo Domingo.

La mine de Santo Domingo se localise à 1 700 m d'altitude, en zone de forêt tropicale (« Ceja de selva ») près du rio Inambari (fig. 1). Elle fut exploitée de 1890 jusqu'à la fin des années 1930, et se caractérisait par ses teneurs élevées. Les travaux miniers souterrains sont actuellement inaccessibles, les entrées principales étant effondrées ; déjà lors de l'exploitation, les éboulements étaient fréquents à cause de la présence d'une puissante zone argileuse au mur du filon et de l'intense fracturation affectant la caisse toit.

La mine se situe sur le flanc oriental d'une mégastucture anticlinoriale d'axe NW-SE à cœur d'Ordovicien moyen (Formation San José, LAUBACHER, 1978). Il s'agit d'une série fossilifère (en particulier riche en graptolites), continue depuis le Llanvirnien jusqu'au Caradocien inférieur dont l'épaisseur dépasse 3 500 m. Elle comporte, en alternance, des bancs fins schisto-gréseux et d'épais niveaux noirs ampéliteux riches en pyrite.

La série est affectée par une schistosité à pendage fort. Le filon principal, d'orientation NW-SE et de pendage subvertical suit grossièrement l'axe d'une structure anticlinale mineure présentant des strates redressées et cisillées. Dans le lit du rio Santo Domingo, à quelques centaines de mètres en amont de l'entrée de la galerie principale, nous avons observé une roche intrusive de type microdioritique, formant des lames peu puissantes sécantes sur la stratification. Selon F.C. FUCHS (1898), qui fut ingénieur géologue dans les premières années de l'exploitation de la mine, et qui a laissé une description très documentée des travaux réalisés et de ses observations géologiques, la mise en place du filon minéralisé est antérieure au filon de roche éruptive.

Dans la Cordillère Orientale, une activité magmatique importante est signalée au Paléozoïque inférieur par

CARLIER *et al.* (1982), LAUBACHER (1978) et MAROCCO (1978) ont montré qu'il s'agit d'un magmatisme syn-sédimentaire Ordovicien-Silurien. Dans le nord de la Bolivie, TISTL (1985) signale également un volcanisme synsédimentaire dans la formation Amutara (Caradoc). Ainsi, en admettant que la roche magmatique de Santo Domingo se rapporte au même cycle, cette observation indiquerait une mise en place relative précoce de la minéralisation. Il est d'ailleurs peu probable que celle-ci soit andine car un magmatisme de cet âge est inconnu dans le domaine sud-oriental sauf près de Quincemil où un petit massif gabbroïque a donné un âge K/Ar de 26 Ma (AUDEBAUD *et al.*, 1979).

La puissance du filon minéralisé varie entre 80 cm et 4 m avec une moyenne de 1,20 m et son remplissage est formé essentiellement de quartz ; une bande « d'argile » noire de friction, localement très puissante, responsable de la mauvaise tenue du terrain en mine, se développe au mur et isole parfois des ponts de schistes encaissants plus ou moins broyés. La paragenèse minéralisée se caractérise par l'abondance de l'antimoine, présent surtout sous forme de stibine alors que le mispickel est relativement peu abondant. La pyrite est également bien représentée. Plusieurs types de quartz ont été décrit par FUCHS (1898) qui distingue en particulier un quartz semi-cristallin à chlorite relativement précoce et un quartz gris très riche en micro-inclusions de sulfures. Cependant il ne semble pas qu'une succession de ces différents quartz, valable pour tout le filon, puisse être établie. L'or a été signalé dans tous les types de quartz ; il se présente en grains ou particules anguleuses millimétriques dans le quartz chloriteux, mais il est surtout abondant dans le quartz gris où il apparaît en particules centimétriques ainsi qu'en grains très fins abondamment disséminés avec les sulfures. Le filon de Santo Domingo était surtout remarquable par l'existence de parties très riches avec des teneurs de plus de deux kilogrammes d'or par tonne, formant des colonnes d'environ 10 m de long sur 50 m de haut, légèrement obliques sur la ligne de plus grande pente du filon. Parfois l'or formait aussi des petits grains (cristaux ?) dans la zone d'argile de faille, ce qui pourrait laisser soupçonner des phénomènes d'enrichissement supergène.

L'or filonien est d'une extrême pureté ; les analyses réalisées à la microsonde donnent une finesse de 987 millièmes. Selon FUCHS (1898) des analyses chimiques sur des fractions pures de minéraux auraient montré que les pyrites sont nettement aurifères (micro-inclusions d'or natif ?) alors que la stibine n'est pas aurifère.

Plusieurs autres filons minéralisés ont été signalés au voisinage de Santo Domingo, en particulier dans les secteurs de Yucuri et San Juan del Macho où l'on trouve dans les lits des torrents de l'or aux formes peu évoluées, parfois encore inclus au quartz, d'origine locale. Les difficultés d'accès et les mauvaises conditions d'affleurement dues à la forêt et aux fortes dénivelées rendent difficile une étude géologique et

sont sans doute à l'origine du peu d'intérêt des prospecteurs pour cette zone bien que la mine de Santo Domingo ait fourni plusieurs tonnes d'or.

Les minéralisations de type mixte filon-manto

Il s'agit également de minéralisations à gangue formée de quartz qui ne se disposent pas selon une structure filonienne sécante typique mais présentent des niveaux peu pentés concordants avec la stratification.

L'indice du Cerro Carabarcuna, localisé à une trentaine de kilomètres au N-E de la Rinconada (fig. 1), se situe à environ 4 400 m sur un replat formé par le surcreusement de la partie amont d'une vallée glaciaire. L'encaissant est formé par une série schistogréseuse monotone de granulométrie relativement fine, attribuée à la formation Ananea. Les couches sont orientées NW-SE avec des pendages généralement faibles (de 15 à 30°) vers le sud-ouest mais présentent des ondulations locales vers le nord-ouest ; l'ensemble est affecté par une schistosité bien marquée faisant un angle faible sur la stratification. Localement, cette schistosité est plan axial de micro-plis soulignés par des filonnets centimétriques de quartz gris. On observe dans le secteur est une importante faille de chevauchement orientée N 120° E à pendage 40° NE, accompagnée de schistes broyés et de quartz blanc chloriteux. Dans cette structure a été creusée autrefois une petite galerie de recherche qui n'a apparemment pas rencontré de minéralisation à l'exception de disséminations de pyrite.

Une fracturation intense provoquée par des failles est-ouest à pendage fort (de 60° N à subvertical), accompagnées de fractures mineures et de fentes de même orientation, forme un réseau très dense recoupant les schistes.

La minéralisation est contenue dans ces fractures E-W et dans des petits lits de 1 à 5 cm de puissance, subparallèles à la stratification (mantos). Les micro-fractures E-W ne décalent pas les mantos et le remplissage filonien observé dans les deux types de structure est semblable ; l'hypothèse la plus probable conduit à envisager une seule phase de remplissage. Le remplissage est constitué essentiellement de quartz, soit gris sombre, soit plus blanc, mais toujours avec un éclat gras ; en plus du quartz, les veinules présentent des faibles quantités (moins de 10 %) de mispickel, pyrrhotite, pyrite en petites plages ou en grains de taille inférieure au millimètre ; la galène est un minéral trace relativement bien représenté. Selon l'exploitant local, le quartz, après triage manuel et broyage, fournirait 8 à 10 g/t d'or ; cependant ce chiffre n'a pas pu être vérifié faute d'un nombre suffisant d'analyses. L'examen, limité à quelques échantillons polis, ne nous a pas permis d'observer de grains d'or, ce qui ne saurait surprendre vu le caractère très erratique de la distribution de l'or dans ce type de minéralisation.

Cette minéralisation, bien que localisée dans des veinules de puissance centimétrique et de volume réduit, est cependant symptomatique de la potentialité aurifère de la formation Ananea.

L'OR PRIMAIRE DE LA RINCONADA (MANTOS ET AMAS SULFURÉ)

Introduction

La zone de La Rinconada se localise au pied du massif d'Ananea qui culmine à 5 830 m (fig. 1 et 2). Elle se caractérise par l'abondance des structures minéralisées de type « quartz à or visible » qui sont l'objet d'une exploitation artisanale au moins depuis l'époque incaïque. On y trouve en particulier les mines de Ana Maria, Gavilan de Oro et, du côté du versant amazonien, les exploitations de la communauté Untuca. Les travaux miniers montent jusqu'à la limite des glaciers et on a même pu observer certaines galeries espagnoles qui, ayant été recouvertes par la crue glaciaire du XVIII^e siècle, sont de nouveau mises à jour par le recul actuel. Ce retrait semble particulièrement rapide si l'on compare les limites actuelles avec les photos aériennes prises en 1961.

L'exploitation se poursuit de nos jours par des méthodes très peu mécanisées. Après une sélection manuelle, les échantillons de quartz aurifère sont finement broyés avec de grosses meules (« quibalete ») taillées dans les quartzites qui affleurent localement. Un filet d'eau continu emporte la plupart du quartz tandis que l'or libéré reste dans le fond de l'auge du moulin ; il est ensuite concentré à la batée et collecté par amalgamation. La production actuelle est d'environ 1 kg d'or par mois. Le total de l'or « en roche » extrait de la zone n'est pas très facile à estimer ; il représente un poids de métal précieux assez faible, de l'ordre d'une tonne. Cependant cette zone a également fourni des quantités importantes d'or dispersé dans les formations détritiques récentes (cf. *infra* § « Les gisements secondaires »).

La mise en évidence d'un indice se présentant sous la forme d'une couche massive de mispickel et de pyrrhotite associée à des schistes chloriteux (FORNARI et BONNEMAISON, 1984), a montré l'existence de minéralisation de type « sédimentaire-exhalatif » (Sedex) ; de plus, on peut envisager une interprétation génétique associant les deux types de minéralisations aurifères de la Rinconada.

Géologie du gisement

Pétrographie de l'encaissant

Les minéralisations sont encaissées dans la formation Ananea, série siluro-dévonienne de plus de 1 000 m d'épaisseur, formée d'alternances schisto-gréseuses en bancs centimétriques à plurimétriques (turbidites). La granulométrie est fine. Les bancs présentent généralement des laminations entrecroisées et un bon granoclassement : on observe quelques niveaux

slumpés. La série ne comporte pas d'apports grossiers. Elle appartient au remplissage du bassin marin, subsident et relativement profond, établi au Paléozoïque inférieur entre le massif d'Aréquipa à l'ouest et le bouclier brésilien à l'est. Les apports d'origine distale proviennent d'un domaine relativement mature situé plutôt vers l'ouest : le bassin manifestait une tendance au confinement se traduisant en particulier par des traces graphiteuses.

Les grès à grains fins (200-400 µm) sont composés surtout de quartz, de rares fragments de plagioclases et de muscovites. Parmi les minéraux mineurs, on observe la présence de zircons arrondis (50 µm) et de tourmaline verte et noire ; d'autres minéraux accessoires comme la monazite, l'anatase, le sphène sont parfois présents. Les passées de shales sont formées de muscovites (40 µm), parfois chloritisées, dans une matrice très fine de quartz-séricite. Quelques niveaux particuliers, de couleur gris blanc et formant des lits de puissance variable entre quelques millimètres et plus d'un mètre ont été identifiés dans la série. Les passées les plus puissantes peuvent présenter une texture fissurale où se développent des plages de chlorite ; en lame mince, ils montrent un feutrage homogène de quartz et de séricite de granulométrie très fine. Une origine volcano-sédimentaire semble probable pour ces passées qui correspondraient à des cinérites redéposées.

Dans l'ensemble de la série, on note la présence quasi constante de sulfures (principalement la pyrite et l'arsénopyrite), soit sous forme de disséminations à grains très fins qui suivent les laminations de la roche, en particulier les lits sombres riches en carbone, ou forment des taches centimétriques irrégulières, soit sous forme de cristaux isolés subautomorphes de taille millimétrique. Ces sulfures, et plus particulièrement le mispickel, sont également associés à des veinules de quartz et des zones de silicification.

La série est relativement peu métamorphisée (épi-zone) bien que les niveaux gréseux montrent une forte recristallisation conduisant à des quartzites. Vers le nord et le nord-ouest, la présence d'intrusions de leucogranites syntectoniques (Cerro Condoriquiña et San Francisco) s'accompagne du développement d'une auréole de schistes à biotite, andalousite, sillimanite.

Structure

Structuralement, la zone se caractérise par la présence de grands plis isoclinaux synschisteux et de chevauchements attribués à la phase « eohercynienne » du Dévonien terminal ou du Carbonifère basal (LAUBACHER, 1978).

Deux unités tectoniques ont été distinguées (fig. 2) : dans la première, ou *unité chevauchante* de « flanc normal », les bancs, orientés E-W ont un pendage moyen de 15 à 25° S et la schistosité S1 plonge de 10-30° vers le nord. Les critères de polarité montrent

que cette unité a subi un déplacement tangentiel vers le sud ; elle est limitée à sa base par un chevauchement jalonné de brèches tectoniques de plusieurs mètres d'épaisseur.

La seconde, ou *unité des « écaïlles »* (de flanc inverse) correspond à l'empilement d'ensembles de bancs en position stratigraphique normale ou inverse, séparés par des contacts cisailants de pendage faible. Ces contacts sont fréquemment injectés de lentilles de quartz blanc bréchique. Les écaïlles forment une semelle sous l'unité de flanc normal. Pour cette unité, un âge Dévonien inférieur a pu être confirmé par la découverte de Brachiopodes (G. BOUCOT, *Com. écrite*, 1985) alors que l'unité supérieure chevauchante reste pour l'instant azoïque.

Dans le secteur considéré, les déformations souples postérieures sont d'intensité plus faible : on distingue une phase de plissement à plan axial E-W modérément incliné vers le nord, qui reprend la schistosité 1, et qui s'accompagne du développement d'une schistosité de crénulation localement intense. Les diagrammes de linéation L1 ne montrent généralement pas de forte dispersion et donc, la direction générale des structures de la phase majeure a été peu modifiée par les phases postérieures. Un écart systématique

de d'une vingtaine de degrés existe cependant pour les linéations L1 entre les deux unités tectoniques, ce qui indiquerait qu'une partie du déplacement est tardi-schisteux. L'évaluation précise des effets des phases tectoniques tardi-hercyniennes et andines est rendue difficile par l'absence d'affleurement de formations récentes dans le secteur de la Rinconada ; des terrains du Paléozoïque supérieur et du Mésocénozoïque situés à quelques dizaines de kilomètres au sud sont fortement déformés.

Mis à part les cisaillements peu pentés liés à la tectonique tangentielle, les accidents cassants ont en général des pendages forts, avec des déplacements en faille normale et en décrochement. La direction dominante est orientée NW-SE et l'on peut soupçonner l'existence d'un accident important dans la vallée du glacier San Andrés au nord de la Rinconada.

Les minéralisations

Les faciès à quartz aurifère

Il s'agit de filons de quartz (dénommés localement « mantos » lorsqu'ils présentent un pendage faible), en général concordants avec la stratification de la série. Leur puissance est faible (de quelques centimè-

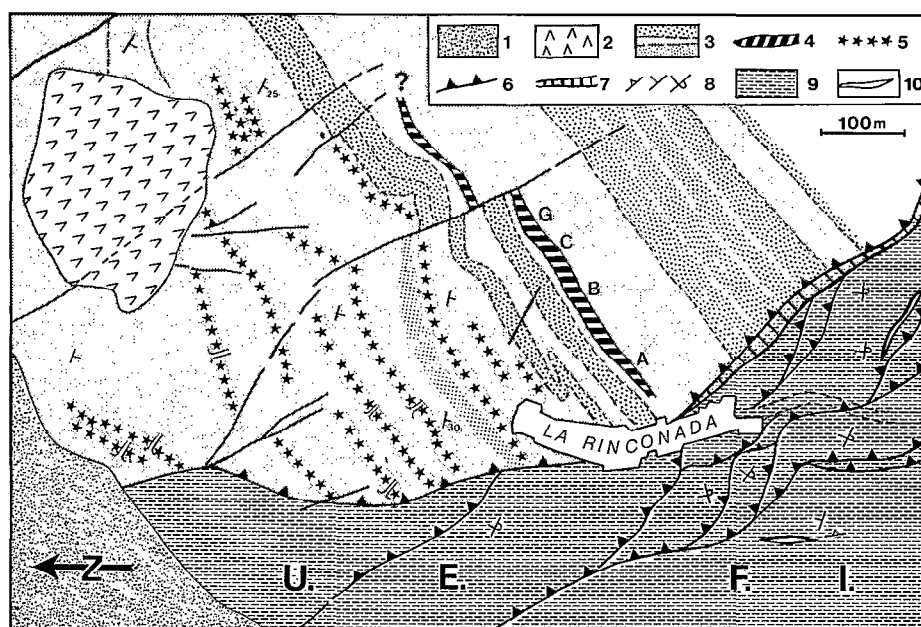


Fig. 2. — Plan de localisation des minéralisations de la Rinconada. 1. Glacier ; 2. Éboulis ; 3. Série schisto-gréseuse (Formation Ananea) de l'unité chevauchante ; 4. Amas sulfo-arsenié (A, B, C : tranchées d'échantillonnage, G : zone de griffon) ; 5. Principaux mantos de quartz aurifère ; 6. Chevauchement, contact de base de nappe ou d'écaïlle ; 7. Zone de brèche tectonique ; 8. Série schisto-gréseuse (Formation Ananea) de l'unité d'écaïlles et de flanc inverse (U.E.F.I.) ; 9. Lentilles de quartz bréchique. *Sketch map of the Rinconada mine. 1. Glacier ; 2. Scree ; 3. Ananea Formation, schists and quartzites from the imbricated and inverted unit (U.E.F.I.) ; 4. Arsenide-sulfide body ; 5. Main Au-quartz veins (mantos) ; 6. Thrust ; 7. Tectonic breccia ; 8. Ananea Formation, schists and quartzites from the imbricated and inverted unit (U.E.F.I.) ; 9. Tectonic quartz lenses*

tres à 20 cm au maximum) et leur longueur varie entre quelques mètres et plusieurs centaines de mètres. Tous les mantos identifiés jusqu'à présent se localisent dans l'unité chevauchante et la majorité d'entre eux se situe au mur de l'amas à sulfures (fig. 2). Les observations structurales montrent que ces mantos sont affectés par le plissement majeur ; leur mise en place est donc antérieure à la tectonique éohercynienne.

Généralement, les mantos se disposent parallèlement aux joints de stratification et ils peuvent englober des fragments de roches des épontes dont l'orientation n'est pas perturbée. On observe également des connexions avec des filonnets nettement sécants sur la stratification (fig. 3) ou même reliant deux mantos voisins. Le quartz des mantos et des filonnets connectés a un aspect qui permet de le distinguer facilement des remplissages de fractures et fentes d'extension tardives. En effet, les mantos sont constitués de quartz de couleur gris bleuté et d'éclat gras très caractéristique avec des plages de chlorite, d'épidote peu abondante, de pyrite, de pyrrhotite et de mispickel. La pyrrhotite montre parfois une structure en lamelles correspondant à une déstabilisation en pyrite. La galène et la chalcopryrite sont présentes à l'état de micrograins (30-40 µm) peu abondants. Parfois l'éponte est marquée de stries mécaniques de glissement mais en général le passage se fait par l'intermédiaire d'un fin liséré à quartz-chlorite ; le quartz forme de grands cristaux allongés à extinction ondulée alternant avec des bandes de micrograins suturés, reflétant la schistosité principale. L'or forme des mouchetures et des plages

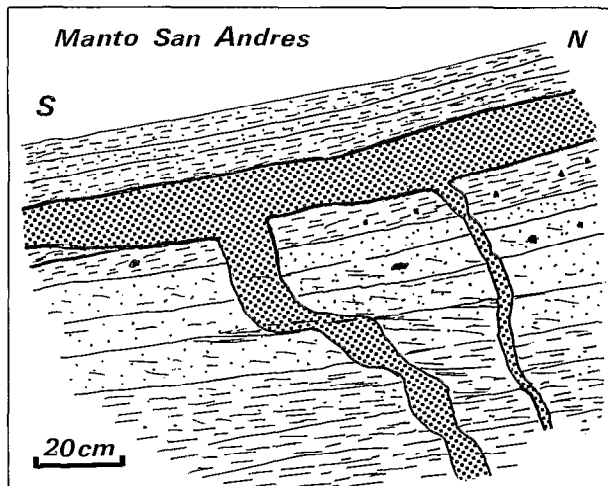


Fig. 3 — Manto de quartz aurifère. Veines ramifiées sécantes connectées à la veine principale (manto) parallèle à la stratification ; le remplissage est formé du même quartz gris-bleuté aurifère. Gold quartz vein. Cutting veins connected with a bedding parallel vein (manto) : all contain the same blue-grey quartz with chlorite, pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite and gold

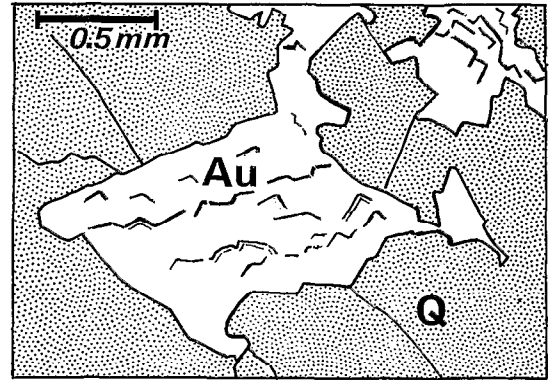


Fig. 4 a. — Aspect de l'or des mantos. Or libre en grande plage entre les cristaux de quartz (Q. pointillé) ; l'or présente des facettes cristallines. (dessin d'après photo MEB). Gold aspect in quartz vein. Coarse free gold occurs between quartz grain borders and shows stepped edge on faces resulting from crystal growth (draw from SEM photograph)

qui peuvent atteindre plusieurs millimètres, isolées dans des microfissures aux limites des grains de quartz (fig. 4a) ou au bord des plages de sulfures. Parfois, il forme aussi de petites inclusions dans le mispickel (fig. 4b).

La teneur moyenne des mantos varie de 10 à 25 g/t ; cependant la répartition de l'or est très erratique ; des passées de quartz sans or visible, de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres de longueur, peuvent séparer de façon aléatoire les parties minéralisées.

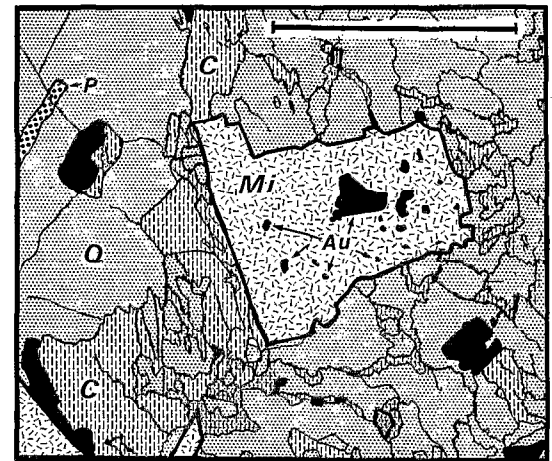


Fig. 4b. — Aspect de l'or des mantos. Mispickel (Mi) avec inclusions d'or (en noir, seules les plus grosses sont dessinées). Quartz (Q) et chlorite (C) en grandes plages alternant avec zones à petits grains suturés : (l'échelle représente 500 µm). Gold aspect in quartz vein. Arsenopyrite (Mi) with numerous gold inclusions (in black, only the biggest ones are drawn) : gold occurs also with quartz (Q) and chlorite (C) which form coarse bands alternating with smaller sutured grains : (bar scale = 500 µm)

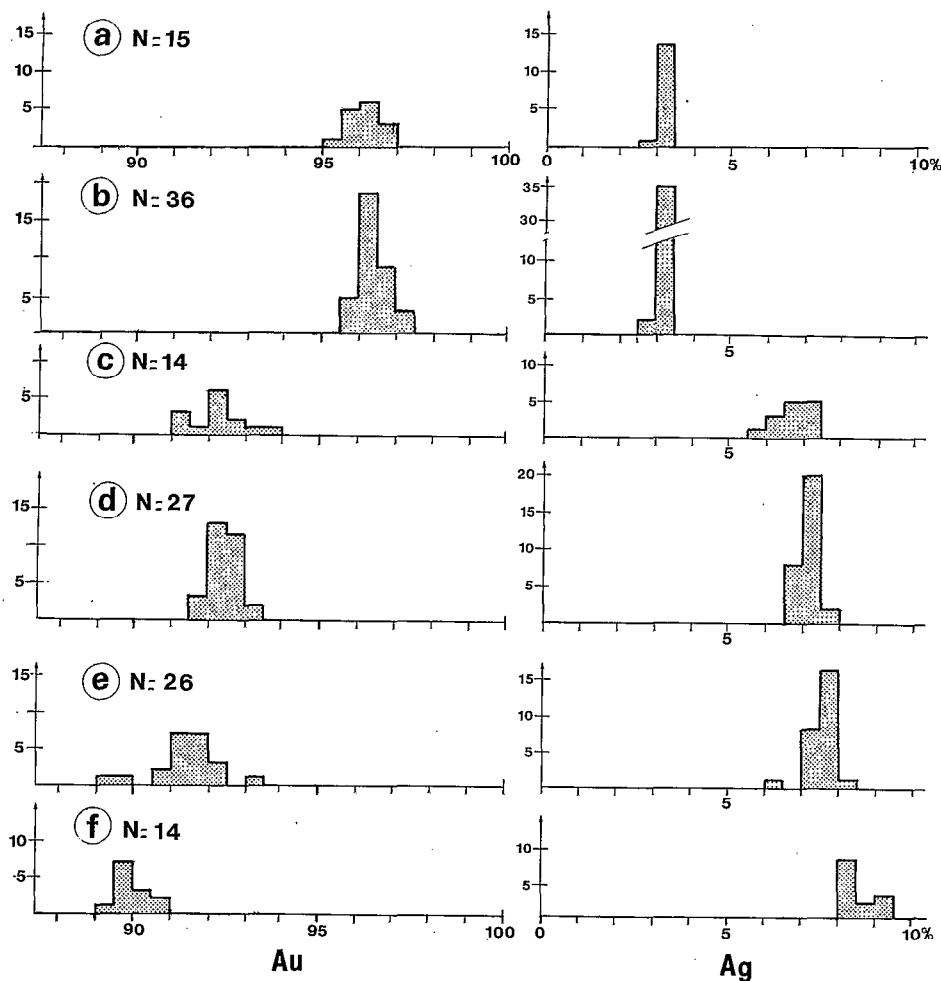


Fig. 5. — Composition de l'or des mantos. Teneurs en Au et Ag de grains d'or de différentes sections polies analysées à la microsonde. a et e : or associé aux sulfures. (e correspond à l'échantillon fig. 4 b) ; b, c, d et f : or en plages isolées dans le quartz (type fig. 4 a) ; N : nombre de mesures. *Gold composition. Electron microprobe analyses of Au and Ag contents of gold grains from 6 polished slabs. a and e : gold associated with sulfide (e is fig. 4 b sample) ; b, c, d, f. gold isolated in quartz (like fig. 4 a)*

Il s'agit d'un or très pur qui, d'après les analyses à la microsonde, montre une finesse (rapport Au/Au+Ag) élevée, supérieure à 880 millièmes. La finesse des grains est homogène et varie très peu sur une même plage ; par contre plusieurs familles de grains de finesse légèrement différente co-existent (fig. 5) parfois à quelques centimètres les uns des autres. Leur distribution spatiale ainsi que leur chronologie relative est difficile à établir ; en fait, ils semblent tous contemporains.

La recherche d'éléments en trace montre la présence presque systématique du cuivre (de 0,5 à 0,1 %) et du fer (0,2 à 0,1 %). Dans certains grains, on a pu détecter du bismuth ; celui-ci donne des réponses ponctuelles localisées et correspond probablement à des micro-inclusions de taille très inférieures à la taille de l'im-

pact du spot de la sonde. On constate également que certains grains montrent ponctuellement des teneurs notables en plomb (entre 1,8 et 0,5 %), qui pourraient correspondre à des micro-inclusions de galène, d'autant que de la galène s'observe parfois en bordure des grains d'or. L'arsenic n'est pas détecté dans l'or de façon systématique. Il ne dépasse pas 0,24 % comme teneur maximum, mais il est plutôt compris entre 0,03 et 0,01 %. Certains éléments tels que le zinc, l'étain et l'antimoine ont été détectés occasionnellement de façon semi-quantitative.

Les faciès sulfo-arseniés

Ils ont été reconnus immédiatement à l'est du village de la Rinconada, où ils affleurent sur environ 300 m de long selon une direction N 100° E et un pendage de 25 à 30° S. Ils se présentent comme une couche



Fig. 6 — Amas sulfo-arsenié, faciès minéralisé massif Cristaux millimétriques de mispickel (Mi) dispersés dans une matrice de quartz-séricite, mispickel avec inclusion de pyrrhotite (Po) (lame mince polie, l'échelle représente 500 µm). *Massive sulfide mineralization, central facies. Millimetric arsenopyrite aggregates and subhedral grains dispersed in a quartz-sericite matrix; poikilitic grain with pyrrhotite (Po) inclusion; (bar scale = 500 µm)*

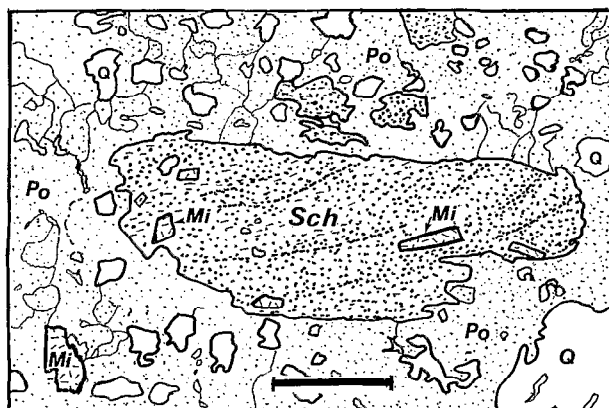


Fig. 7 b. — Amas sulfo-arsenié, faciès minéralisé du mur. Fragments de schiste (SCH) dans la plage de pyrrhotite (Po) polycristalline avec des grains reliques de quartz (Q) et développement de mispickel (Mi); (lame mince polie, l'échelle représente 500 µm). *Massive sulfide mineralization, footwall facies. Piece of schist (SCH) included in polycrystalline pyrrhotite (Po) with relict detrital quartz (Q). (bar scale = 500 µm)*

hétérogène de 1 m à 2 m de puissance au sein de la série schisto-gréseuse. On y distingue trois faciès principaux : un faciès central « massif » à mispickel, encadré au mur et au toit par des faciès à pyrrhotite-pyrite et schistes noirs chloriteux. Ces faciès s'organisent en lentilles aplaties parallèles à la stratification générale de la série.

Le faciès minéralisé « massif » est constitué de mispickel en cristaux millimétriques, parfois fragmentés

et cimentés par de la chlorite ; il contient également une proportion relativement faible, de l'ordre de 15 %, de quartz et de muscovite détritiques. A l'échelle de quelques dizaines de centimètres, on passe de cristaux jointifs avec très peu de matrice à des cristaux, plus aciculaires dispersés au sein de la matrice quartzo-phylliteuse (fig. 6) ; la teneur en arsenic varie alors de 30 à 17 %. La partie inférieure de ce faciès massif comprend des lentilles de quelques centimètres de schistes chloriteux où les cristaux de mispickel se disposent en fins litages.

Le faciès minéralisé « mur » contient surtout de la pyrrhotite et la pyrite ainsi que des traces de chalcopryrite ; il montre une disposition géométrique complexe avec plusieurs « sous-faciès » différant par la répartition et la proportion relative des sulfures ; à sa base dominant des schistes noirs riches en pyrrhotite disséminée, passant, vers le haut, à des schistes très chloriteux ; la présence de fragments ovoïdes de schistes entourés de lits fins de pyrrhotite évoque un aspect de brèche de remaniement (fig. 7a). La pyrrhotite, même quand elle forme des plages étendues, conserve un aspect engrené dû à la juxtaposition de cristaux d'environ 400 µm ; elle englobe des inclusions de quartz ou de phyllites. On observe quelques cristaux de mispickel de plus grande taille pouvant englober la pyrrhotite (fig. 7b).

Le faciès minéralisé « toit », comme le faciès mur, est également caractérisé par la pyrrhotite ; cependant le mispickel y est plus abondant. Le passage aux schistes encaissants se fait par l'intermédiaire d'un niveau d'environ 2 m de grès à pyrrhotite et pyrite disséminées ; l'abondance des sulfures diminue rapidement vers le haut, dans l'encaissant.

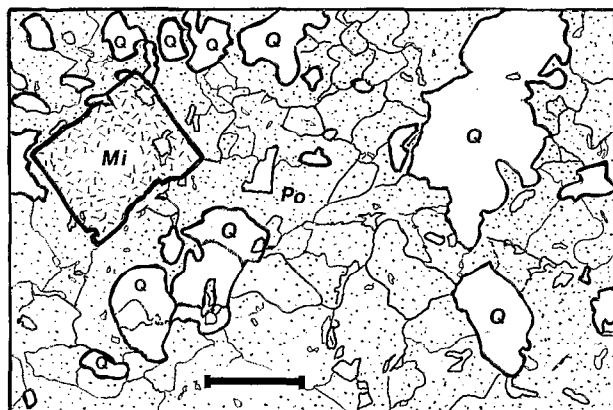


Fig. 7 a — Amas sulfo-arsenié, faciès minéralisé du mur. Plage de pyrrhotite (Po) polycristalline englobant des grains reliques de quartz (Q) ; développement d'un cristal de mispickel (Mi) ; (lame mince polie, l'échelle représente 500 µm). *Massive sulfide mineralization, footwall facies. Polycrystalline pyrrhotite (Po) with relict detrital quartz (Q), note overgrowing arsenopyrite (Mi). (bar scale = 500 µm)*

Localement, une intense modification de l'encaissant se produit au mur de l'amas sulfuré ; le quartzite est lardé de veinules de quartz connectées en réseau (stockwerk) pouvant former des poches de quartz gris bleuté (semblable au quartz des mantos) avec chlorite et sulfures ; cette transformation peut modifier complètement la roche originelle aboutissant à un faciès à quartz, chlorite, pyrrhotite et mispickel. Nous interprétons ces faciès comme les témoins d'une zone de griffon correspondant à une circulation hydrothermale.

Dans toute l'unité chevauchante de flanc normal, on observe le développement plus ou moins intense de veinules à quartz, chlorite, pyrrhotite, pyrite et mispickel. Au bord de certaines de ces veinules, les cristaux de mispickel atteignent parfois une taille de 1 cm. Certains cristaux de mispickel montrent des inclusions de pyrrhotite ou de pyrite alors que d'autres, aux

formes euhédrales nettes, sont transformés en pyrite. Ainsi la succession observée dans l'amas ; pyrrhotite (au mur), => mispickel, => pyrrhotite (au toit) peut se retrouver sur les grains de sulfures disséminés dans la série encaissante.

Approche géochimique

Les données analytiques

La géochimie de la zone minéralisée a été étudiée par l'analyse d'environ 180 échantillons représentatifs des différents faciès afin de mettre en évidence les variations de teneur en éléments majeurs et traces et de les relier aux changements minéralogiques observés ; parmi ces échantillons, 124 correspondent aux faciès de l'amas sulfuré et de son encaissant (cf. tableau I).

Tableau I
Compositions chimiques globales
Average chemical compositions

	SCHISTE (éch. Po.198) analyse représentative	SCHISTES ENCAISS. (38 éch.) moyenne ± σ	QUARTZITES DU MUR (19 éch.) moyenne ± σ	SCHISTES DU MUR (18 éch.) moyenne ± σ	GRIFFON SILICEUX (5 éch.) moyenne ± σ	MINERAL. MUR (16 éch.) moyenne ± σ	MINERAL. MASSIF (9 éch.) moyenne ± σ	MINERAL. TOIT (10 éch.) moyenne ± σ	SCHISTES DU TOIT (8 éch.) moyenne ± σ
SiO2 (%)	65,7	65,4 ± 3,9	77,1 ± 4	59,5 ± 4,2	81,6 ± 4,7	43 ± 10	17 ± 14	19,6 ± 5	64,2 ± 6,2
TiO2	1,20	1,14 ± 0,18	0,9 ± 0,5	1,40 ± 0,43	0,26 ± 0,25	0,93 ± 0,32	0,43 ± 0,35	0,38 ± 0,14	0,99 ± 0,15
Al2O3	18,5	16 ± 3,6	6 ± 1,4	11,5 ± 5,9	3,4 ± 1,3	9 ± 3	5,3 ± 2,4	6,8 ± 1,2	12,5 ± 2
Fe2O3	4,5	6,5 ± 2,7	7,9 ± 2,4	12,5 ± 5,5	6,7 ± 1,8	24,4 ± 7	36,1 ± 7,9	46,6 ± 7	11 ± 5,8
MgO	1,3	1,5 ± 0,5	1,24 ± 0,8	1,7 ± 0,5	1,2 ± 0,2	2,5 ± 0,5	2,3 ± 0,8	3,1 ± 0,2	1,5 ± 0,7
MnO	0,05	0,04 ± 0,02	0,09 ± 0,06	0,13 ± 0,07	0,08 ± 0,02	0,23 ± 0,06	0,19 ± 0,08	0,25 ± 0,02	0,14 ± 0,08
CaO	0,7	0,57 ± 0,37	≤0,5	≤0,5	1,6 ± 0,6	2,2 ± 1,1	2,3 ± 1,8	3,9 ± 0,9	≤0,5
K2O	4,6	4 ± 1,4	≤0,5	3,4 ± 2,7	≤0,5	2,4 ± 1,2	≤0,5	1,8 ± 0,6	3,1 ± 0,9
Na2O (1)	0,8	1,21 (9 é.)	≤0,5	(16 ± 0,8)	≤0,5	≤0,1	≤0,1	≤0,5	≤0,5
P2O5	0,08	0,08 ± 0,03	0,06 ± 0,11	0,17 ± 0,32	0,01	0,7 ± 0,4	0,83 ± 0,66	1,38 ± 0,36	0,05 ± 0,50
Total (2)	97,43	[90]	[93]	[87]	[93,16]	[85,4]	[64,45]	[83,8]	[93,43]
S (3)	n.d.	n.d.	n.d.	(16 ± 6,2)	n.d.	8,4 ± 2 (4 é)	12,9 ± 3 (7 é)	18 ± 2	n.d.
Zn (ppm)	51	67 ± 27	75 ± 60	106 ± 134	42 ± 8	108 ± 32	94 ± 37	127 ± 10	70 ± 30
Cu	14	24 ± 14	26 ± 11	36 ± 20	17 ± 2	55 ± 20	22 ± 11	82 ± 18	24 ± 7
Pb	10	20 ± 18	20 ± 19	34 ± 23	21 ± 15	50 ± 47	262 ± 219	65 ± 80	25 ± 10
As	≤5	463 ± 658	1214 ± 1884	7923 ± 2424	2860 ± 4562	7923 ± 8878	21% (30% ± 0,1%)	19500 ± 16000	517 ± 1034
Sb	≤10	≤10	12 ± 10	12 ± 3	24 ± 10	21 ± 12	193 ± 60	37 ± 18	17 ± 3
Sn	≤5	≤5	≤5 (2 é=18)	≤5 (3 é=15)	12 ± 4	20 ± 8	50 ± 20	28 ± 8	≤0,5
Ag	≤0,1	≤0,1	≤0,1	≤0,1 (16-0,6)	≤0,1	0,66 (7 é)	1,4 ± 1,2	1,37 ± 0,58	1,4 ± 1,2
W	≤10	≤5	≤5 (3 é=20)	≤5 (4 é=20)	≤5	14 ± 7 (14 é)	30 ± 10	13 (3 é)	119 ± 57
V	121	104 ± 22	84 ± 41	243 ± 80	74 ± 38	402 ± 140	355 ± 123	607 ± 105	355 ± 123
Ba	635	558 ± 265	96 ± 85	433 ± 426	≤10	240 ± 191	≈ 20 *	≈ 20	538 ± 177
Y	42	40 ± 8	29 ± 10	50 ± 33	≤20	80 ± 30	65 ± 44	114 ± 42	28 ± 9
Zr	205	257 ± 88	334 ± 154	498 ± 260	99 ± 105	325 ± 188	452 ± 131	425 ± 262	235 ± 57
Nb	38	33 ± 5	21 ± 7	42 ± 9	13 ± 5	48 ± 9	37 ± 14	54 ± 6	30 ± 6
La	108	37 ± 15	16 ± 12	44 ± 19	≤20	45 ± 13	33 ± 14	47 ± 15	24 ± 7
Ce	75	98 ± 39	71 ± 28	135 ± 43	≤20	48 ± 9	106 ± 45	106 ± 46	159 ± 40
Li	135	66 ± 29	36 ± 20	61 ± 20	23 ± 10	94 ± 24	78 ± 47	115 ± 12	69 ± 31
B	137 ± 52	137 ± 52	78 ± 28	98 ± 80	63 ± 15	48 ± 42	≤10	12 ± 7	109 ± 24
Au ppb	≤10	≤10 16 ± 25	≤10 7 é = 80 (25/315)	≤10 4 é = 30 (25/40)	463 ± 596 (1600/40)	45 (55/25) 12 é = ≤10	74 (150/25) 3 é = ≤10	30 (35/25) (5 é ≤10)	≤10

(1) Na2O par A.A. à l'ORSTOM-Bondy. (2) [] = total sur des moyennes. (3) soufre total, four à induction ORSTOM-Bondy. Autres éléments par ICP au BRGM, sauf Au par A.A. au BRGM. Non figurés : Mo, Bi : toujours inférieur à 10 ppm/Présents à faible teneur (proches du seuil et sans variation significative) Be (2-10 ppm), Cd (>2 à 5 ppm), Co 5-20 ppm, Ni=37±7 et Cr=75±13 dans les schistes encaissants, non représentatif à cause de pollution au broyage pour les autres faciès. n.d.=non déterminé é=échantillon

(1) by A.A. ORSTOM-Bondy. (2) [] = total of average. (3) by ignition furnace. Other elements : by ICP and Au by A.A. at BRGM. Mo, Bi less than 10 ppm. Allays low : Be (2-10 ppm), Cd (<2-5), Co (5-20), Ni=37±7, Cr=75±13 in the host shales, no significant in other facies because grinding pollution n.d.=not analysed é=sample

34 éléments chimiques⁽¹⁾ ont été analysés par ICP en mode séquentiel automatisé ; l'or a été dosé par absorption atomique après dissolution totale en extraction sur solvant organique (seuil à 20 ppb). Les résultats de ces analyses sont résumés (calcul des teneurs moyennes présentées tableau I et fig. 8).

On constate d'abord que, par rapport au fond géochimique des schistes encaissants, les facteurs de concentration dans l'amas varient suivant les éléments : certains sont déprimés (B, Ba), quelques-uns sont peu augmentés (Li, Zr, Y), d'autres moyennement ($\times 6$ à 10 pour Fe, Mg, V, Sr, P, Mn), certains enfin très fortement (S, As, Sb, Ag, Au,...). Des éléments comme le bismuth et le molybdène n'ont été détectés (seuil à 10 ppm) ni dans l'amas ni dans l'encaissant. Quelques tests ont également été réalisés pour le mercure ; mais cet élément ne semble pas être présent de façon dominante (3 g/t pour quatre analyses des faciès minéralisés).

On remarque ensuite qu'une forte dispersion des teneurs apparaît pour certains éléments entre les échantillons d'un même faciès. L'examen de l'échantillon permet en général de rattacher cette dispersion à une hétérogénéité créée, par exemple, par la présence de dissémination de sulfures, de veinules de quartz, etc. Aussi est-il préférable, si l'on veut estimer correctement certaines variations, de se référer à une seule « analyse représentative » par type de faciès. Cela est très net dans le cas de l'arsenic : seul un petit nombre d'échantillons de schistes encaissants présente des teneurs inférieures au seuil de 5 ppm.

Interprétation

Les variations constatées au niveau des analyses géochimiques peuvent être interprétées en suivant un modèle simple comprenant, en première approximation, d'une part, une composante d'apport sédimentaire « détritique » et, d'autre part, une composante « hydrothermale ».

La composante sédimentaire est, ici, la formation Ananea. Il s'agit d'une série détritique que l'on peut considérer (en excluant les niveaux particuliers que sont les bancs cinéritiques), comme un mélange entre un pôle gréseux et un pôle phylliteux. Sur le diagramme de saturation de l'alumine par les alcalins proposé par FONTEILLES (1976), les échantillons de la formation Ananea se disposent bien dans le domaine des grès lithiques et des shales ; ils s'étendent jusque vers les shales hyperalumineux pour les échantillons affectés par le métamorphisme de contact de la zone du Cerro Condoroquiña (fig. 9). Les niveaux carbonatés sont absents, les feldspaths détritiques sont rares, ce qui se marque par des teneurs très basses en Na et Ca et permet d'attribuer Al, K, Ba au pôle phylliteux.

Dans la série encaissante, la silice s'oppose aux autres éléments ; dans les niveaux de quartzites, elle atteint 80 % et s'accompagne d'une diminution de la teneur de tous les autres éléments. Les niveaux riches Al, K, Ba, Ti (fraction argileuse), contiennent préférentiellement les éléments en traces (B, Cu, Zn, V, Ce, La, Nb...). Seul Zr montre un comportement relativement indépendant, qui est en partie dû à sa localisation dans les minéraux « lourds » ; cependant sa répartition initiale est a priori très variable.

Le pôle hydrothermal se marque en premier lieu par un apport d'arsenic (qui passe de 0 à 30 %), de soufre, de fer ainsi que d'éléments métalliques en particulier Pb, Sb, Sn, W, Ag, Au,.... une partie du Cu et aussi Ca et P (apatite hydrothermale). Il s'exprime évidemment dans les faciès minéralisés où il peut constituer plus des 3/4 de la roche (cf. tableau I).

Les faciès de griffon se caractérisent par un apport de fer, de sulfures et de silice ; celle-ci peut provenir pro parte de la série encaissante et avoir une origine très locale.

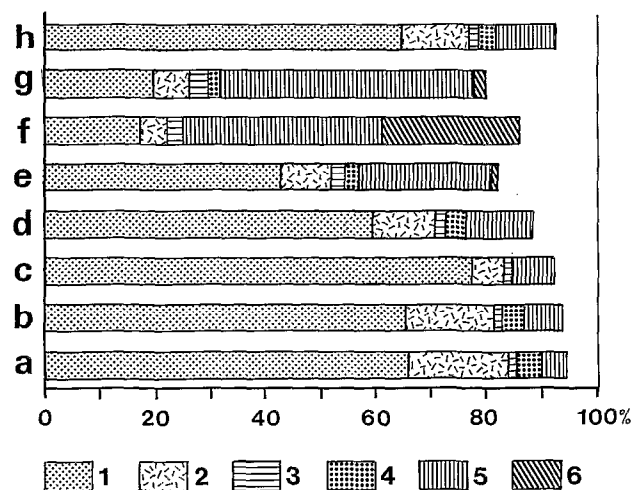


Fig. 8. — Évolution des teneurs en éléments majeurs de l'encaissant et de l'amas sulfo-arsenié. a. Schiste type n° Po 198 ; moyenne pour b. Schiste encaissant ; c. Quartzite du mur ; d. Schiste du mur ; e. Minéralisation, faciès mur ; f. Minéralisation, faciès massif ; g. Minéralisation, faciès toit ; h. Schiste encaissant du toit. 1. SiO₂ ; 2. Al₂O₃ ; 3. MgO ; 4. K₂O ; 5. fer exprimé en Fe₂O₃ ; 6. As ; (le complément à 100 % correspond essentiellement au soufre dans les faciès minéralisés). Major elements variation diagram for host rocks and the sulfide zone. a. Shale n° Po198 ; b. Average of host shales ; c. Average of footwall quartzites ; d. Average of footwall shales ; e. Average of mineralized bottom facies ; f. Average of mineralized central facies ; g. Average of mineralized top facies ; h. average of hangingwall shales ; 1 : SiO₂ ; 2 : Al₂O₃ ; 3 : MgO ; 4 : K₂O ; 5 : Iron as Fe₂O₃ ; 6 : As ; (sulfur completes major analyse to about 100 % in the mineralized facies)

⁽¹⁾ SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, MnO, TiO₂, P, Li, Be, B, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, La, Ce, W, Pb, Bi, Zr, analyses réalisées au BRGM ; les données complètes ainsi que les méthodes analytiques utilisées sont disponibles auprès des auteurs. On a effectué des analyses complémentaires en particulier pour le soufre, l'arsenic, l'or dans divers laboratoires.

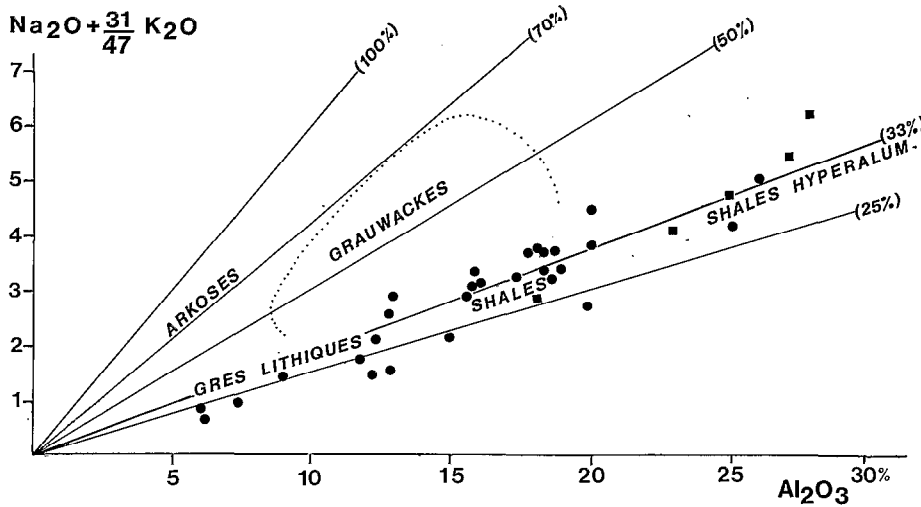


Fig. 9. — Diagramme de saturation de l'alumine. Position des échantillons de la formation Ananea encaissant la minéralisation de la Rinconada dans le diagramme de saturation de l'alumine par les alcalins. (d'après FONTEILLES, 1976), (analyses ORSTOM-Bondy). Diagram of alumine saturation. Plot of the host rock in the $Na_2O + 31/47 K_2O$ versus Al_2O_3 diagram from FONTEILLES, 1976

L'or⁽¹⁾ est fortement corrélé avec le plomb, sa liaison avec les autres éléments métalliques et avec l'arsenic étant toujours beaucoup plus lâche (le bismuth n'ayant pas été détecté au seuil de 10 ppm, une éventuelle liaison avec l'or ne peut pas être mise en évidence).

L'apport hydrothermal s'exprime (par un mécanisme encore non élucidé), soit sous forme sulfurée, soit sous forme siliceuse (griffon et mantos) mais, même dans le cas des faciès quartzeux, la forte corrélation Pb-Au demeure.

L'examen des teneurs en arsenic montre que seul un nombre limité d'échantillons de la formation Ananea contient très peu d'arsenic ; cet élément constitue un bon marqueur géochimique de l'influence hydrothermale. Cependant, si l'on compare les autres éléments métalliques tels que Cu, Pb, Zn et surtout Sn, Sb, W, Ag, Au entre les échantillons pauvres en arsenic et le reste des échantillons de schistes encaissants, on constate qu'ils restent à des teneurs

comparables et relativement basses ; ces teneurs nous donnent une approximation du « fond géochimique local ».

Conclusion sur la Rinconada

On ne note pas de différences significatives entre la paragenèse de l'amas sulfo-arsenié, des veinules hydrothermales et des imprégnations des schistes ; on observe une filiation à la fois minéralogique, spatiale et temporelle. Les faciès de mantos ont la même paragenèse et présentent la même imprégnation sulfurée aux épontes. Cela nous conduit à intégrer tous ces objets dans un même modèle génétique. La mise en place des minéralisations aussi bien pour les mantos que pour l'amas est antérieure à la tectonique éohercynienne. Une liaison avec les leucogranites (ou a fortiori avec d'hypothétiques intrusifs andins) peut donc être écartée pour des raisons de chronologie ; de plus la classification hiérarchique automatique des échantillons du fichier géochimie

⁽¹⁾ Les résultats des dosages de l'or posent des problèmes de fiabilité. Les analyses « géochimiques » effectuées au BRGM, avec un seuil de 20 ppb n'ont en général pas détecté l'or dans les roches de la série encaissante. Elles fournissent des réponses que l'on peut estimer cohérentes pour les faciès de mantos (entre 15,3 et 0,6 g/t) et les faciès de griffon siliceux (1,6-0,1 g/t). Par contre, pour les faciès à sulfures de l'amas, on constate un phénomène complexe : pour plus de la moitié des échantillons (20 sur 35) la réponse est inférieure au seuil de détection et pour les autres échantillons, les teneurs sont faibles (entre 0,025 et 0,150 g/t, moyenne de 0,05 g/t).

Ces faciès à sulfures ont également fait l'objet d'analyses par des méthodes différentes :

— la moyenne de 15 déterminations par « fire assay » sur les trois faciès de l'amas est de 0,88 g/t (maximum = 1,97, minimum = 0,07 g/t), sans inclure dans ce calcul un échantillon à 50,05 g/t).

— Pour 8 déterminations sur les mêmes faciès effectuées par absorption atomique sur une prise de 5 g après dissolution et extraction sur solvant organique, on constate que deux déterminations sont inférieures au seuil et que la moyenne n'est plus que de 0,12 g/t (0,02-0,48 g/t).

Sans détailler ici ce problème, il convient de considérer que les valeurs figurant dans le tableau 1 sont simplement indicatives de la présence d'or. On ne peut prétendre avoir un échantillonnage représentatif de la teneur réelle d'autant que la forme physique de l'or dans l'amas n'est pas connue : des plaquettes taillées dans des échantillons ayant donné des valeurs à l'analyse n'ont pas permis d'identifier de l'or visible au MEB. La microsonde montre que la pyrrhotite peut contenir des traces d'or (jusqu'à 0,08 %) mais les tests effectués pour l'instant ne sont que quelques réponses ponctuelles.

isole également les granites. La formation des faciès sulfurés de l'amas, sub-contemporaine de la sédimentation de la formation encaissante, est vraisemblablement liée à une activité hydrothermale sous-marine, qui serait elle-même en relation avec l'activité magmatique discrète attestée par les niveaux cinéritiques. Ce sont les fluides associés à cette activité hydrothermale qui, en circulant à travers la colonne sédimentaire, seraient à l'origine de l'imprégnation en sulfures de la série ainsi que de la formation des filonnets de quartz et des mantos. Pour ceux-ci, lors de la percolation des fluides, un mécanisme d'ouverture (pression fluide > pression lithostatique), a joué préférentiellement suivant certaines limites de strates, et a provoqué la précipitation privilégiée de silice. L'évolution postérieure a conduit aux mantos à or visible, où manifestement le quartz sert à piéger un or grossier remobilisé.

Les mécanismes souvent invoqués pour expliquer de nombreux gisements aurifères, tels que sécrétion latérale et migration de fluides sous l'influence du métamorphisme (BOYLE, 1979, FYFE ET KERRICH, 1984, TISTL, 1985) n'ont pas joué un rôle primordial dans la genèse de la minéralisation de la Rinconada.

LES GISEMENTS SECONDAIRES

Dans les Andes orientales du sud du Pérou, des gisements, d'or détritique sont exploités sur l'ensemble de la Cordillère et de son piémont (fig. 1). Ils sont contenus aussi bien dans les moraines et dépôts fluvio-glaciaires du versant sud-ouest de la Cordillère que dans les alluvions fluviales et fluvio-torrentielles des vallées andines, des bassins intramontagneux et du piémont des Andes. Mais contrairement à une idée très répandue, la genèse de ces gisements ne correspond pas à une concentration progressive tout au long du versant, au cours de l'incision du réseau hydrographique, d'or issu de sources primaires situées à l'amont des vallées, près des crêtes. Les modalités de leur formation sont beaucoup plus complexes. L'analyse des associations minérales et des caractéristiques des paillettes d'or montre que plusieurs zones de minéralisations primaires ont fourni de l'or aux alluvions. L'étude de quelques zones aurifères réparties dans cette région des Andes indique qu'il existe des modalités différentes de concentration selon les caractéristiques géodynamiques locales.

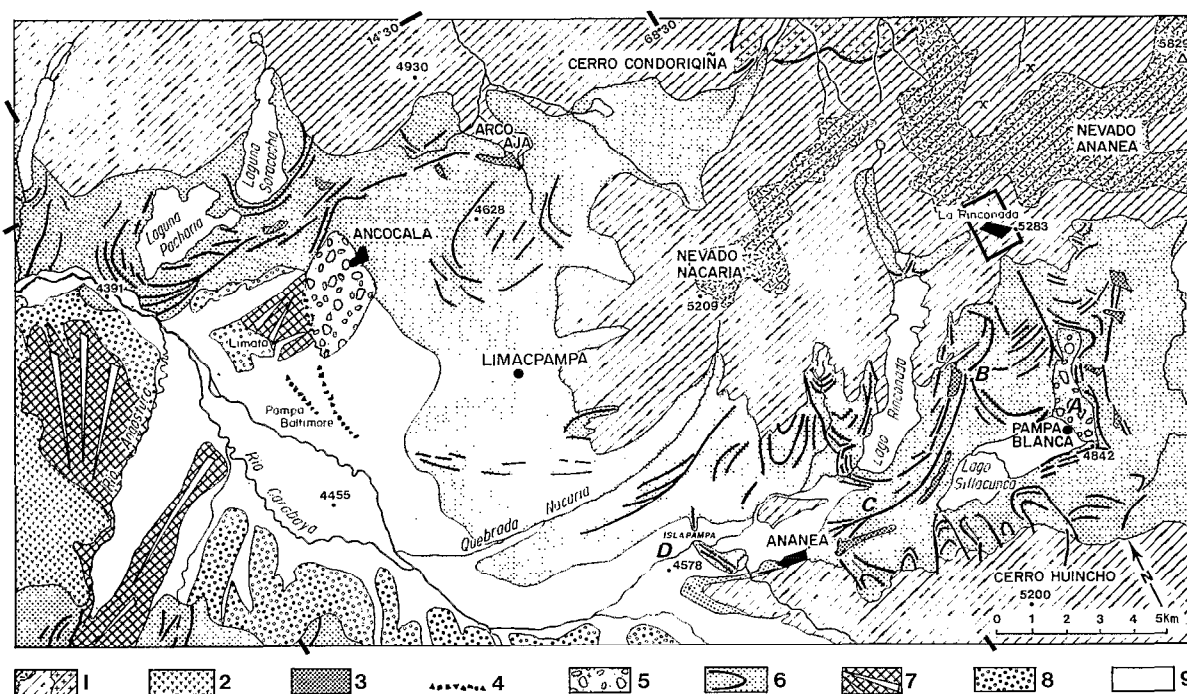


Fig. 10 — Géologie du bassin d'Ananea-Ancocala 1. Socle paléozoïque (croix=leucogranites) ; 2. Ignimbrites cénozoïques ; 3. Formation Arco-Aja ; 4. Arcs de blocs erratiques, témoins de la glaciation Limata ; 5. Matériaux glaciaires et fluvio-glaciaires de la glaciation Ancocala ; 6. Matériaux glaciaires, avec les principales crêtes morainiques, de la glaciation Chaquiminas ; 7. Principaux témoins des glacis GI-6 et GI-5 ; 8. Glacis-terrace GI-T4 ; 9. Matériaux fluvio-glaciaires et fluviaux, contemporains ou plus récents que la glaciation Chaquiminas, (le rectangle situe la fig. 2). The Ancocala Ananea basin. 1. Paleozoic basement ; 2. Cenozoic ignimbrites ; 3. Arco-Aja Formation ; 4. Erratic blocks remnants of the Limata Glaciation ; 5. Glacial and fluvio-glacial deposits of the Ancocala Glaciation ; 6. Glacial deposits of the Chaquiminas Glaciation, with main moraine crests ; 7. Main remnants of pediment 6 and pediment 5 ; 8. Pediment-terrace 4 ; 9. fluvio-glacial and fluvial deposits, contemporaneous or younger than Chaquiminas Glaciation ; (frame locates fig. 2)

Les placers du versant sud-ouest de la Cordillère

Dans cette zone, les placers sont contenus dans certains des bassins qui s'étirent depuis Macusani au Pérou jusque dans la région de La Paz en Bolivie (fig. 1). Au Pérou, seuls les bassins de Suches, à la frontière bolivienne, et d'Ananea-Ancocala sont aurifères. Le bassin d'Ananea-Ancocala (fig. 10), situé entre 4 300 m et 4 900 m d'altitude au pied de la Cordillère d'Apolobamba, s'étend sur 40 km de long et 10 à 20 km de large. Le substratum est constitué par les schistes et grès paléozoïques inférieurs de la formation Ananea au nord, les grès carbonifères du groupe Ambo au sud, et les ignimbrites néogènes au nord-ouest (LAUBACHER, 1978). Le remplissage du bassin (fig. 11), épais d'environ 200 mètres, est constitué par la superposition de sédiments palustres, fluviaux, glaciaires et fluvio-glaciaires (FORNARI *et al.*, 1982 ; BONNEMAISON *et al.*, 1985 ; KIHEN, 1985).

L'essentiel du volume sédimentaire est constitué par la formation Arco-Aja d'âge pliocène. Cette dernière est composée d'un membre inférieur palustre (argiles grises avec passées de sables et graviers interstratifiées) renfermant un niveau cinéritique qui a donné un âge K/Ar sur biotite de $3,8 \pm 0,4$ Ma (LAUBACHER *et al.*, 1984). Ces matériaux passent progressivement à un membre supérieur conglomératique, épais d'une cinquantaine de mètres et probablement d'origine fluvio-glaciaire. La formation Arco-Aja, ainsi que la base des reliefs qui entourent le bassin, sont recoupées par un glaciaire ancien GI 6 particulièrement bien développé dans la partie sud-ouest du bassin. Cette surface est reprise par un glaciaire GI 5 plus récent qui porte un sol fersiallitique rouge épais, dans lequel sont enchâssés des blocs de quartz dont le volume peut dépasser la dizaine de m³. Ces blocs sont disposés en deux arcs concentriques à convexité ouest (fig. 10) qui sont interprétés comme des vestiges de vallums morainiques attribués à un épisode glaciaire ancien : la glaciation Limata (FORNARI *et al.*, 1981). En discordance sur le glaciaire GI 5, on reconnaît des sédiments morainiques et fluvio-glaciaires très proximaux de couleur ocre rapportés à la glaciation Ancocala. Tous ces matériaux et les formes en collines adoucies qui leur sont associés, sont réentaillés par un réseau de vallées fluviales sur les versants desquelles sont localement conservés des paléosols fossilisés par des sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires de couleur grise, rapportés à la glaciation Chaquiminas. Cet épisode glaciaire est caractérisé, outre le faciès des sédiments, par la fraîcheur des formes : vallées glaciaires et vallums parfaitement conservés, épandages fluvio-glaciaires développés, netteté des formes de retrait (FORNARI *et al.*, 1982).

Cette succession morphostratigraphique décrite dans le bassin d'Ananea-Ancocala est semblable à celle observée dans le bassin de Macusani (FORNARI *et al.*, 1980) et, en Bolivie, dans les bassins de La Paz (SERVANT, 1977 ; BALLIVIAN *et al.*, 1978) et d'Ulla Ulla.

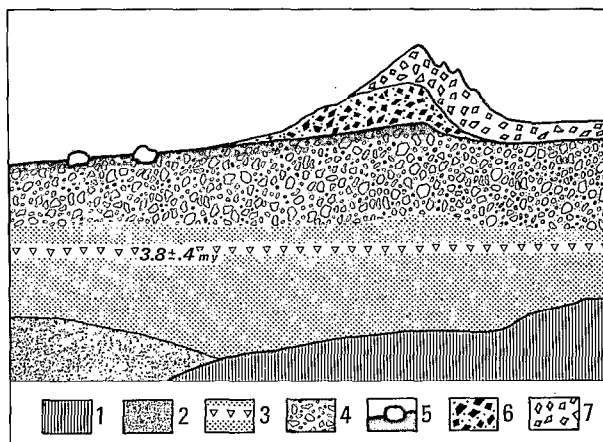


Fig. 11. — Schéma stratigraphique du remplissage sédimentaire du bassin d'Ananea-Ancocala. 1. Substratum pélozoïque ; 2. Substratum cénozoïque (ignimbrites) ; 3. Formation Arco-Aja, membre inférieur palustre et niveau cinéritique daté à $3,8 \pm 0,4$ Ma ; 4. Formation Arco-Aja, membre supérieur conglomératique ; 5. Surface du glaciaire GI-5 et blocs erratiques de la glaciation Limata ; 6. Moraines de la glaciation Ancocala ; 7. Moraines de la glaciation Chaquiminas. (sans échelle). Stratigraphic sketch of the sedimentary infill of the Ananea-Ancocala basin. 1. Paleozoic basement ; 2. Cenozoic ignimbrite ; 3. Arco Aja Formation, palustrine lower member with dated cineritic level ; 4. Arco Aja Formation, conglomeratic upper member ; 5. Pediment 5 surface and erratic blocks of the Limata Glaciation ; 6. Moraine of the Ancocala Glaciation ; 7. Moraine of the Chaquiminas Glaciation. No Scale.

Dans la région de La Paz, les sédiments et formes attribués à la glaciation Choqueyapu sont les équivalents de ceux qui sont rapportés à la glaciation Chaquiminas ; ils sont plus vieux que 35 000 BP pour les stades les plus anciens, et les phases de retrait sont comprises entre 16 000-14 000 BP et 10 000 BP (ARGOLLO, 1982 ; GOUZE *et al.*, 1986). Une séquence chronologique semblable a été établie par MERCIER et PALACIOS (1977), dans le massif d'Ausangate, près de la ville d'Ocongate (fig. 1).

Dans le bassin d'Ancocala seuls les sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires des deux dernières glaciations contiennent de l'or en quantités appréciables (tabl. II). Cependant tous les matériaux rapportés à ces épisodes ne sont pas aurifères : seuls ceux qui sont directement associés à des zones primaires fortement minéralisées contiennent de l'or (région d'Ananea et de Pampa Blanca, région d'Ancocala). Ailleurs (région de Limacpampa ou de Pacharia-Soracocho) les sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires de même âge sont stériles ou très pauvres (FORNARI *et al.*, 1982). La provenance des sédiments est donc, dans le bassin d'Ananea-Ancocala, la facteur le plus important de formation de gisements d'or détritiques.

Tableau II
Répartition des teneurs en or dans le bassin d'Ananea-Ancocala
Gold grade distribution in the Ancocala-Ananea basin

Formation	% d'échantillons aurifères	teneur moyenne mg/m ³		
Arco Aja	membre inférieur (palustre)	11	traces	
	membre supérieur (conglomérats)	57	6	
Glaciation Ancocala	Moraine	zone du village d'Ancocala	100	120
		zone de Pampa Blanca	100	258
	Fluvioglacière	zone de Pampa Blanca	100	314
Glaciation Chaquiminas	Moraine	zone du village d'Ancocala	100	158
		zone de Saracocha-Pacharia	48	7
		zone de Pampa Blanca	100	156
		zone d'Islapampa	100	83
	Fluvioglacière	zone d'Islapampa	100	93
Fluviatile	rio Carabaya	56	40	

Cependant, dans chacun des systèmes sédimentaires minéralisés, la distribution de l'or est régie par les conditions de dépôt. C'est ainsi que, dans les moraines latérales, les teneurs diminuent de l'amont vers l'aval (moraine de Viscachani), alors que c'est l'inverse qui s'observe au niveau du passage des sédiments glaciaires aux sédiments fluvio-glaciaires aussi bien à Islapampa qu'à Pampa Blanca (tabl. II). A Pampa Blanca, le passage des sédiments morainiques de la glaciation Ancocala aux sédiments fluvio-glaciaires qui en dérivent se marque par un accroissement de 20 % des teneurs en or. Ensuite, les teneurs diminuent vers l'aval dans les faciès fluvio-glaciaires et fluviatiles plus distaux du Carabaya.

Ces variations de teneur vont de pair avec une variation de la granulométrie et de la morphologie des paillettes d'or. Partout l'or est présent sous forme de petites particules (49 % d'entre elles mesurent entre 100 et 200 microns de long, 91 % ont moins de 400 µm de long) mais leur taille varie en fonction du contexte géomorphologique et sédimentologique. Dans les moraines latérales, la taille moyenne des paillettes augmente de l'amont vers l'aval : ainsi dans le vallum frontal d'Islapampa, 20 % des paillettes mesurent plus de 500 µm de long alors qu'il n'y en a que 5 % dans la partie amont des moraines. Cet accroissement de la taille moyenne des paillettes, associée à une augmentation de la part des plus grosses dans la population des particules d'or, s'accroît dans le fluvio-glaciaire proximal. C'est ainsi que, dans ces matériaux, les paillettes relativement grandes (et lourdes) sont abondantes, alors que les petites (de l'ordre de la centaine de microns de long) sont beaucoup plus rares que dans les moraines. Ce sont ces petites paillettes que l'on retrouve plus en aval dans le fluvio-glaciaire distal et le fluviatile du rio Carabaya. Ces variations de taille et de poids expliquées par la dynamique sédimentaire rendent compte, en grande partie, des variations de teneurs au sein d'un même ensemble morphosédimentaire minéralisé.

Les caractéristiques morphologiques des particules d'or varient aussi avec la dynamique sédimentaire (fig. 13). Dans les moraines, on passe, de l'amont à l'aval, de paillettes épaisses peu émoussées conservant encore des formes cristallines primaires mais présentant déjà des marques d'usure glaciaire (stries profondes, écrasements), à des paillettes typiquement glaciaires (stries profondes, nombreux grains de quartz enchâssés dans le métal, bords enroulés et non aplatis). Le passage aux sédiments fluvio-glaciaires et fluviatiles se traduit par l'apparition de paillettes émoussées à contours réguliers et de plus en plus aplaties vers l'aval.

Les placers du versant amazonien de la Cordillère

Sur la façade amazonienne des Andes, plusieurs unités géomorphologiques s'étagent sur plus de 4 000 m de dénivelée :

1. une unité de grands versants et de vallées encaissées situées au-dessus de 1 500-2 000 m d'altitude,
2. une unité de bassins intramontagneux et de niveaux d'érosion disséqués situés entre 1 500-2 000 m et environ 600 m d'altitude localisée entre les grands versants andins et les chaînons du subandin.
3. une unité de chaînes, crêtes et barres traversés par des vallées étroites : le domaine subandin (1 500 à 300 m d'altitude environ).

Dans le subandin les placers sont peu importants et limités à de rares terrasses peu étendues ; ils sont, en revanche, bien développés dans l'unité 2.

Dans l'unité des grands versants et vallées andines, les secteurs les plus élevés (au-dessus de 3 500 m d'altitude) ont été soumis à l'action des glaciers de vallée dont les moraines latérales, fortement érodées par les torrents, sont rarement volumineuses. Toute cette façade des Andes est caractérisée par de fortes pentes qui provoquent une érosion linéaire importante et maintiennent une forte instabilité des versants. Ces derniers sont soumis à une constante érosion par glissements et éboulements. Les vallées sont étroites et leur pente longitudinale est forte (jusqu'à 5%) ce qui empêche toute accumulation volumineuse de sédiment. Cependant, ces processus ne sont homogènes ni dans l'espace ni dans le temps. Localement, des apports latéraux brutaux peuvent provoquer la construction des cônes de déjection plus ou moins importants (rarement plus de quelques km²) constituant autant de barrages sur les cours d'eau principaux. Cela entraîne une diminution de pente à l'amont et des accumulations de sédiments fluviatiles ; ces dépôts sont ensuite disséqués par les rivières. La répétition de tels événements se traduit par la présence dans les vallées de multiples terrasses étagées, généralement peu volumineuses. Cela explique, que dans cette unité géomorphologique, les placers sont relativement dispersés et ne peuvent s'édifier qu'étroitement associés à une zone

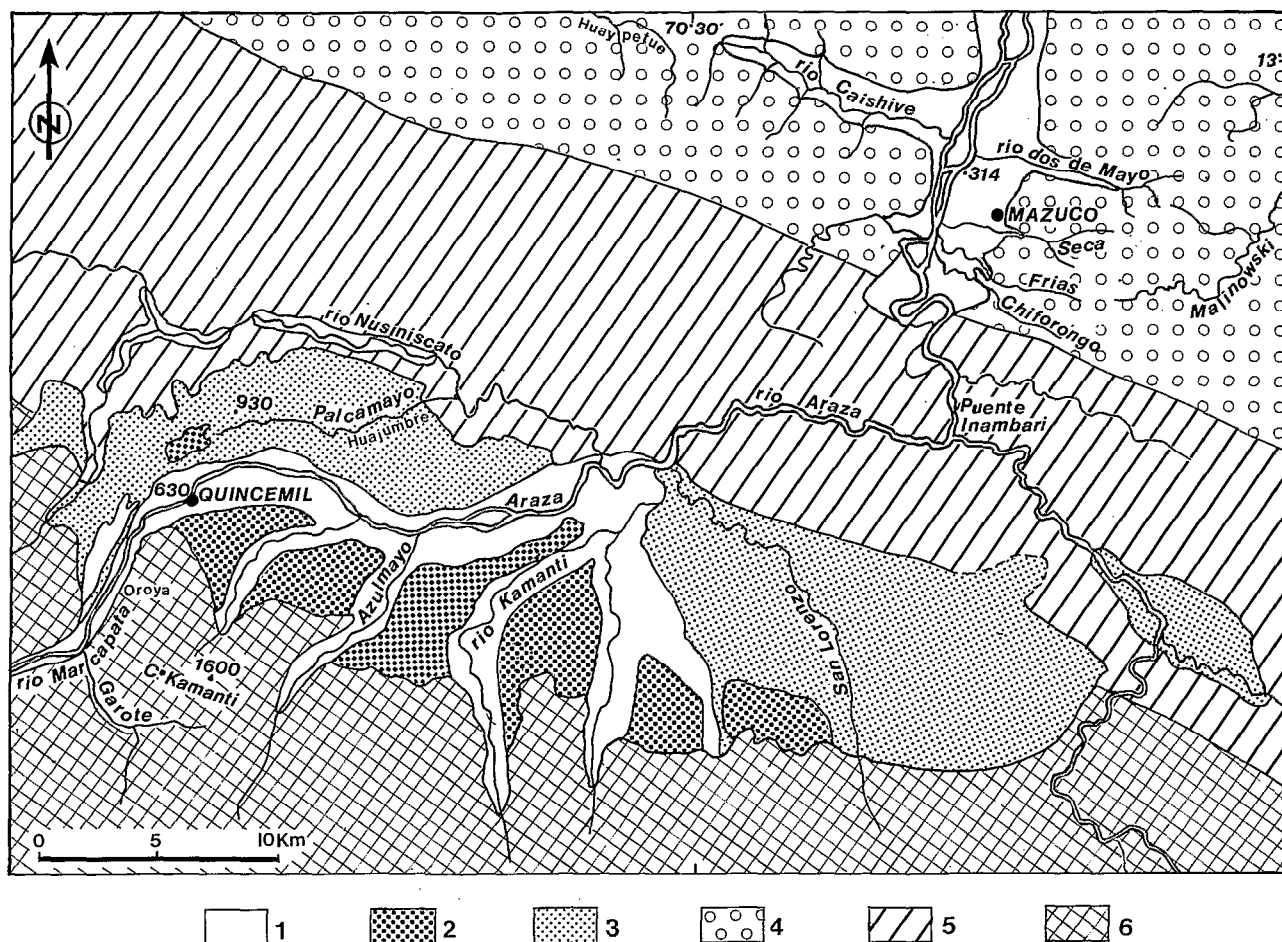


Fig. 12. — Le bassin de Quincemil et le piémont andin dans la région de Mazuko. 1. Terrasses (Pleistocène à actuel) ; 2. Cônes alluviaux et glaciers du bassin de Quincemil ; 3. Formation Cancao (Pliocène ou Miocène) ; 4. Formation Mazuko (Pliocène ou Miocène) ; 5. Crétacé et Tertiaire de la zone sub-andine ; 6. Substratum paléozoïque (ou plus ancien) indifférencié. *The Quincemil basin and the Mazuko piedmont. 1. Pleistocene to Actual terraces ; 2. Alluvial fans and pediments of the Quincemil basin (Pleistocene) ; 3. Cancao Formation (Pliocene or Miocene) ; 4. Mazuko Formation (Pliocene or Miocene) ; 5. Cretaceous and Tertiary outcrops of the sub-Andean zone ; 6. Undifferentiated Paleozoic (or older) basement*

de minéralisation primaire ; de plus, ces placers sont, la plupart du temps, peu volumineux et recouverts par d'importantes accumulations colluviales généralement stériles.

A l'approche de la zone subandine, les principaux cours d'eau issus de la Cordillère adoptent un tracé ESE-WNW, parallèle aux structures (fig. 1) et leur pente diminue. Entre les vallées, sont conservés, à un millier de mètres au-dessus du lit actuel des rivières, des vestiges de niveaux d'érosion portant encore, localement des accumulations alluviales épaisses de plusieurs dizaines de mètres (Aporoma, Chabuca,...). Dans ce domaine géomorphologique, se développent des bassins intramontagneux allongés ESE-WNW (Pilcopata, Quincemil, San Gaban...).

Le bassin du Quincemil (DOUGLAS, 1932 ; DAVILA *et al.*, 1971, FORNARI *et al.*, 1981 ; LAUBACHER *et al.*, 1984 ; BONNEMAISON *et al.*, 1985), long d'une cinquantaine de

kilomètres et large d'une quinzaine de kilomètres, s'étage entre 600 et 950 m d'altitude. Le remplissage sédimentaire, épais de 350 m environ, fossilise un paléorelief vigoureux fait de barres et de crêtes qui émergent parfois du remplissage et ont fortement influencé la dynamique de sédimentation. Ces paléoreliefs correspondent à des anticlinaux et synclinaux faillés de grès et lutites grises et rouges du Crétacé et du Tertiaire inférieur. A la base du remplissage du bassin apparaissent localement, sur une dizaine de mètres de puissance, des bancs limo-argileux sombres à débris végétaux et nodules pyriteux intercalés de lentilles de sables et graviers ; ces matériaux se sont déposés dans des secteurs abrités des écoulements les plus énergiques par les paléoreliefs.

Cependant, c'est une série conglomératique épaisse de plus de 250 m, la formation Cancao, qui constitue l'essentiel du remplissage du bassin. Il s'agit d'un

conglomérat à galets et blocs (de dimension principale parfois supérieure à 50 cm) bien émoussés, souvent jointifs et bien imbriqués avec un plan d'imbriication incliné de 30 à 35°. Ces matériaux ont été déposés en ambiance de cônes de déjection parcourus par des cours d'eau tressés à fort débit et régime soutenu. Le spectre pétrographique des conglomérats ainsi que le cortège des minéraux lourds parmi lesquels l'andalousite, la hornblende, le grenat, l'hypersthène et l'augite sont les plus importants, reflètent une provenance depuis l'ensemble du versant amazonien de la Cordillère. La discordance angulaire très prononcée de ces formations avec le substratum crétaé à tertiaire inférieur témoigne d'une déformation intense du sub-andin préalablement au remplissage des bassins. Ce remplissage est recoupé par un niveau d'érosion à partir duquel s'est encaissé le réseau hydrographique actuel, encaissement jalonné par six niveaux principaux de terrasses emboîtées, généralement peu épaisses, constituées d'un conglomérat de composition semblable à la formation Cancao. Cependant, sur la bordure méridionale du bassin, à l'est du débouché du Marcapata (fig. 12) de nombreux niveaux alluviaux correspondent à des lambeaux de cônes de déjection ou de glacis d'accumulation.

La formation Cancao est déformée en compression et la direction de raccourcissement est proche de N-S (FORNARI *et al.*, 1981 ; LAUBACHER *et al.*, 1984 ; BONNEMAISON *et al.*, 1985 ; SEBRIER *et al.*, 1985). Les structures formées par cette phase tectonique sont surtout des failles inverses, plus rarement des plis. Ces mouvements n'affectent pas les terrasses.

L'or dans le bassin de Quincemil n'a été exploité que dans le lit actuel de quelques cours d'eau et dans la couverture alluviale de certaines terrasses. La formation Cancao, quant à elle, est très pauvre en or : aucun vestige de travaux miniers n'est connu et les teneurs mesurées y sont très basses, quelques mg/m³ (FORNARI *et al.*, 1981 ; BONNEMAISON *et al.*, 1983, 1985). Par contre dans les terrasses alluviales les teneurs sont plus élevées, plusieurs dizaines à quelques centaines de mg/m³. Elles sont localement assez fortes pour permettre une mise en valeur artisanale le long du Nusiniscato, du Palcamayo, du Marcapata, du Pan de Azucar, etc.

L'origine de l'or contenu dans les terrasses est double. Dans certains cas, celui de Palcamayo par exemple, il ne provient que de la reconcentration d'or contenu dans des formations sédimentaires plus anciennes (formation Cancao) remaniées au cours de l'incision des vallées. Dans d'autres cas, l'or provient directement de l'érosion de minéralisations primaires : c'est le cas par exemple du rio Magdalena (fig. 12). Les paillettes d'or contenues dans les alluvions de ce cours d'eau ont une morphologie caractéristique de paillettes n'ayant été transportées que sur de courtes distances. Ces deux types de population (or primaire local, or repris de la formation Cancao) se retrouvent mélangées dans les alluvions des rivières

les plus importantes (Nusiniscato, Marcapata par exemple). Cependant, à l'échelle du bassin de Quincemil et du stock d'or qu'il contient, l'analyse des associations minérales montre une forte contribution de la zone amphibolitique bordant le bassin au sud.

L'importance des fournitures d'or d'origine locale vaut aussi pour les placers du moyen Inambari et du moyen Marcapata. Le placer de Chabuca (fig. 1) conservé à un millier de mètres environ au-dessus du lit de l'Inambari est constitué par une accumulation de conglomérats torrentiels de plus de 80 m de puissance dont seuls les niveaux de base ont été exploités (FORNARI *et al.*, 1981). L'or qu'il contient correspond à une population de paillettes peu mûres : forte hétérométrie, paillettes peu émoussées présentant encore des faces cristallines primaires. Ce placer a donc été alimenté par l'érosion de minéralisations primaires très proches contenues dans l'Ordovicien.

Les placers du piémont amazonien

Au débouché du bassin du Quincemil, le rio Marcapata traverse la zone subandine par une série de cluses et rejoint le rio Inambari. Au nord de Puente Inambari, celui-ci traverse le dernier des anticlinaux à noyau crétaé du subandin avant de déboucher, à l'amont de Mazuko, sur le piémont amazonien. Une zone de collines correspondant aux dernières structures subandines affleurantes, large d'une vingtaine de kilomètres entre Mazuko et Santa Rosa, sert de transition entre les reliefs subandins escarpés et la plaine du Madre de Dios. Les collines de la région de Mazuko tout comme la plaine du Madre de Dios sont aurifères, les placers étant associés, soit au lit actuel des cours d'eau, soit à des systèmes de terrasses.

Reposant en légère discordance sur les Couches Rouges du subandin, la formation Mazuko (assimilable à la formation Madre de Dios de OPPENHEIM, 1946), de couleur grise à marron clair, est composée de sables, d'argiles et de termes conglomératiques de plus en plus abondants vers le haut (FORNARI *et al.*, 1981 ; LAUBACHER *et al.*, 1984 ; BONNEMAISON *et al.*, 1985). Cette inversion de la série va de pair avec des variations latérales de faciès contrôlées par la progradation de cônes de déjection situés au débouché de vallées venant des Andes : les faciès conglomératiques passent latéralement à des sables et limons déposés dans les zones d'épandage et des zones palustres. Le spectre pétrographique et le cortège minéralogique de la formation Mazuko sont du même type que ceux de la formation Cancao ce qui indique une provenance identique et suggère un âge semblable (LAUBACHER *et al.*, 1984, DELAUNE *et al.*, à paraître).

La formation Mazuko est affectée par des plis légèrement dissymétriques orientés N100 à N110. La fracturation associée correspond à des failles E-W pentées de 30 à 50°, les unes vers le nord, les autres plus nombreuses, vers le sud. A Mazuko, comme à

Quincemil, la direction de raccourcissement est proche de NS et la déformation est monophasée ; cependant plus au sud, dans l'anticlinal de Puente Inambari, les fractures liées à cette phase recoupent les structures d'une tectonique plus ancienne (FORNARI *et al.*, 1981) fossilisée à Quincemil par la formation Cancao.

La déformation affectant la formation Mazuko contrôle directement la morphologie et la distribution des artères hydrographiques autochtones principales : les rios Huaipetue, Caishive, Dos de Mayo (fig. 12) suivent les axes synclinaux. Leurs affluents remanient les matériaux affleurant sur les flancs des plis de telle sorte que les plaines alluviales et les basses terrasses sont constituées de conglomérats provenant du remaniement de la formation Mazuko. Le long de l'Inambari, les niveaux de terrasses sont plus nombreux ; à l'amont de Mazuko ils sont étagés de 120 à quelques mètres au-dessus du lit actuel. Les nappes alluviales qui les composent, faites de matériaux issus de la Cordillère Orientale, sont épaisses parfois d'une quarantaine de mètres. A l'aval de Mazuko, seuls les niveaux les plus récents sont conservés. Aucune de ces terrasses ne paraît affectée par la tectonique qui déforme la formation Mazuko.

Comme la formation Cancao, la formation Mazuko présente des teneurs d'or basses. Dans la région de Mazuko, ces teneurs sont de 5 à 10 mg/m³, parfois de 50 mg/m³ (BONNEMAISON *et al.*, 1983, 1985), mais il est probable qu'elles peuvent s'accroître localement à l'apex des paléocônes de déjection. Dans les terrasses des rivières remaniant la formation Mazuko, les teneurs s'élevaient à quelques centaines de mg/m³ (Banco Minero, 1974 ; CHIRINOS, 1979 ; FORNARI *et al.*, 1981 ; BONNEMAISON *et al.*, 1985). Cet accroissement des teneurs, généralement localisé dans des niveaux superficiels (CHIRINOS, 1979) correspond à une reconcentration d'or à partir du remaniement de la formation Mazuko ; dans les terrasses comme dans la formation Mazuko, l'épidote, l'andalousite, et la hornblende sont les minéraux les plus abondants et l'or est présent sous forme de paillettes de petite taille correspondant à une population bien typée caractérisée par : — une forte homométrie (taille moyenne de 350 µm avec peu de paillettes de plus de 500 µm et de moins de 200 µm) ; — une homogénéité des formes, aplaties, arrondies, présentant des redoublements mais avec une topographie bosselée marquée de nombreuses stries et impacts. Cette morphologie des paillettes, la maturité et l'homogénéité de la population implique un transport par des cours d'eau à régime torrentiel, sur des distances assez longues.

Plus en aval, dans la plaine du Madre de Dios, l'or est exploité artisanalement le long de l'Inambari, du Malinowski et surtout du Madre de Dios et de ses affluents (fig. 1). Seuls les niveaux superficiels sont connus : il s'agit de bancs et lentilles de graviers (« veneros »), épais de quelques décimètres seulement, contenus dans des alluvions du Quaternaire récent et de l'Holocène. Les teneurs sont localement

élevées dépassant plusieurs g/m³ à Laberinto (Banco minero, 1974 ; ENCINAS *et al.*, 1978). L'or est présent sous forme de petites paillettes et, comme à Mazuko, les populations sont très homogènes, mais ici les paillettes d'or sont caractérisées par leur fort aplatissement et surtout par l'importance des redoublements et de l'émoûssé, ce qui correspond à des distances de transport d'au moins 75 à 100 km.

CONCLUSION : RELATIONS GISEMENTS PRIMAIRES-GISEMENTS SECONDAIRES DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE SUD-PÉRUVIENNE

Ces relations varient en fonction du contexte géologique général mais surtout en fonction du contexte tectonique et orographique (illustré sur la figure 13). De ce point de vue, les bassins du versant sud-ouest de la Cordillère et toute la région des hauts versants andins, sont compris dans un « domaine tecto-orogénique passif » ; les seuls transports locaux de matière sont dus à l'érosion et le piégeage des sédiments est fonction soit d'accidents topographiques préexistants, soit de variations locales du bilan érosion-sédimentation sans qu'il y ait influence importante de la tectonique locale. Dans ce type de domaine, il existe une liaison directe minéralisation primaire-minéralisation secondaire dont les modalités dépendent de l'environnement géomorphoclimatique. C'est dans une ambiance glaciaire et fluvioglaciaire que la filiation minéralisation primaire-minéralisation secondaire est la plus directe et la plus contraignante quant à l'évolution des teneurs. Dans le bassin d'Ananea-Ancocala, il n'y a de l'or dans les alluvions que là où les sédiments glaciaires proviennent de l'érosion de zones minéralisées riches. Dans ce contexte, les minéralisations dispersées ne donnent pas de sédiments minéralisés à des teneurs supérieures à quelques microgrammes. Au cours des phases d'érosion de la moraine, soit par les eaux de fusion glaciaire, ce qui donne des placers fluvioglaciaires, soit postérieurement lors de l'installation de cours d'eau post-glaciaires, les paillettes d'or contenues dans les sédiments glaciaires peuvent être concentrées. Dans les deux cas, les moraines jouent le rôle de « collecteurs intermédiaires » entre minéralisation primaire et minéralisation secondaire et ce collecteur intermédiaire est ici d'origine morphoclimatique.

Les placers localisés dans la région des hauts versants amazoniens des Andes évoluent sur le même régime tecto-orogénique, mais pour des raisons climatiques et orographiques, ici, les processus d'érosion dominants sont les glissements de terrain et les éboulements, l'activité torrentielle et l'activité fluviatile. Dans ce contexte, il y a filiation directe gisements primaires-placers et, dans le cas des éboulements, même suivis par des remaniements torrentiels, seuls les gîtes primaires riches peuvent, comme en environnement glaciaire, donner des

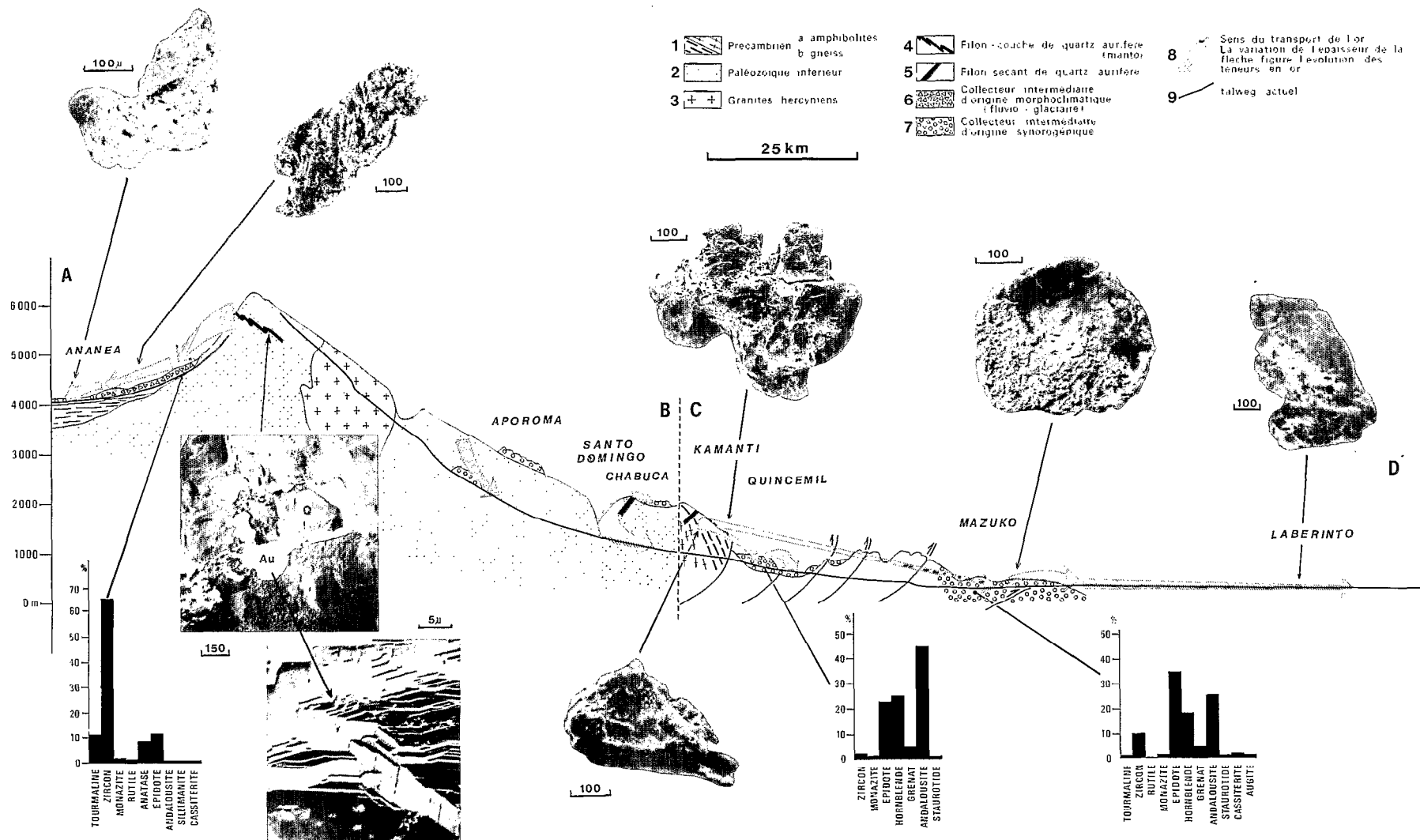


Fig. 13. — Cycle de l'or détritique dans le contexte géodynamique des Andes sud-orientales du Pérou. Les histogrammes correspondent à des spectres de minéraux lourds ; les photos montrent des aspects microscopiques de la minéralisation primaire et des morphologies caractéristiques de paillettes d'or détritiques. Les fleches indiquent le transport de l'or, les variations d'épaisseur des flèches montrent comment varient les teneurs. *Cartoon of gold particles evolution in the geodynamic context of the eastern Andes of southern Peru. Histograms show characteristic heavy mineral suites ; photos show microscopic features of primary gold (La Rinconada) and morphological characteristics of detrital gold particles ; arrows indicate gold transport ; change in thickness of the arrows is indicative of gold grade variation*

placers exploitables. Ce n'est qu'à l'échelle des bassins versants hiérarchisés et de rivières à écoulement permanent que l'érosion de minéralisations dispersées peut fournir des placers d'intérêt économique (fig. 13). Dans tous les cas, dans ce domaine, une part importante de l'or livré par les versants est piégé dans des placers relativement proches, le reste est exporté, plus ou moins loin, sous forme d'or fin.

En régime « tecto-orogénique actif », au contraire, le piégeage des sédiments aurifères et la mise à l'affleurement et à l'érosion des matériaux porteurs d'or sont dus, pour l'essentiel, à l'activité tectonique et orogénique locale. Dans la région située au contact des domaines andin et du subandin, on trouve, outre des placers directement associés à l'érosion de minéralisations primaires proches, des placers à l'histoire plus complexe dont la formation est directement contrôlée par l'évolution structurale de la chaîne.

Ce régime prévaut dans le sud du Pérou mais aussi dans le nord de la Bolivie, au contact de la Cordillère Orientale et du subandin et au front du sub-andin, au contact du piémont amazonien ; il est à l'origine des épaisses accumulations conglomératiques de la formation Cancao dans le bassin de Quincemil au Pérou et de la formation Cangalli dans le bassin de Tipuani en Bolivie (FREYDANCK, 1965 ; HERAIL *et al.*, 1986a et b ; VISCARRA, 1986). Ces formations sédimentaires fossilisent une paléotopographie vigoureuse dont le creusement atteste d'un soulèvement préalable de la Cordillère Orientale alors que le piégeage des alluvions est dû au soulèvement synsédimentaire postérieur des reliefs subandins les plus internes. Le dépôt des sédiments résulte donc de l'obturation progressive d'un réseau hydrographique préexistant et de la création de zones déprimées à l'arrière d'un relief en surrection ; cette évolution morphologique se fait en régime tectonique compressif que nous associons au fonctionnement des chevauchements du front andin, (FORNARI *et al.*, 1987). Les teneurs en or des sédiments piégés sont très variables, faibles dans le bassin de Quincemil, beaucoup plus élevées dans le bassin de Tipuani, et, à l'échelle du bassin, très étroitement contrôlées par les conditions de sédimentation. Cependant, quelle que soit leur richesse, ces accumulations conglomératiques constituent des collecteurs intermédiaires synorogéniques qui, au cours des phases de remaniement consécutives à l'encaisse-

ment des cours d'eau (contrôlé par la poursuite du soulèvement) fournissent de l'or piégé à son tour dans les terrasses et les alluvions des rivières. Les teneurs de ces alluvions sont plus élevées que celles de « l'encaissant » et, par remaniement de ce dernier, on passe souvent de formations pauvres à des nappes alluviales de valeur économique.

L'organisation gîtologique du domaine subandin obéit au même schéma. Des formations conglomératiques de même âge et de même origine que celles qui sont contenues dans les bassins qui viennent d'être décrits, ont été, soit piégées au cours de la déformation dans les synclinaux comme la formation Tutumu (OLLER, 1986) dans le nord de la Bolivie, soit intégrées au front de l'orogène comme la formation Mazuko au Pérou. Dans ces conglomérats, les teneurs sont très basses mais l'or qu'ils contiennent peut être, au cours de phases d'érosion postérieures, reconcentré dans les terrasses ou le lit des cours d'eau actuels et former des placers d'intérêt économique (fig. 13).

À l'aval du front de chevauchement subandin, dans le piémont amazonien, seules les alluvions fluviales les plus récentes (Pléistocène supérieur à l'Actuel) sont aurifères. Les sédiments sous-jacents, très distaux, sont apparemment stériles et ne peuvent donc jouer le rôle de « collecteurs intermédiaires ». Cela explique que seules les alluvions des cours d'eau directement enracinés dans un amont minéralisé soient aurifères (Madre de Dios, Inambari, Tambopata au Pérou ; Madidi et Beni en Bolivie).

Ainsi les caractéristiques génétiques des placers des Andes orientales du sud du Pérou, comme du nord de la Bolivie sont directement contrôlées par l'évolution géodynamique de cette zone caractérisée par une progradation tectonique, sédimentaire et géomorphologique vers le NE qui rend compte des piégeages et remaniements successifs des alluvions minéralisées.

Remerciements

Nous adressons nos remerciements à nos collègues géologues de l'Institut Geologico, Mineco y Metallurgico del Perú (INGEMMET) ainsi qu'à M.G. GRANDIN (ORSTOM) qui fut l'initiateur de ce projet de recherche.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 11 janvier 1988

BIBLIOGRAPHIE

- ARGOLLO (J.), 1982. — Évolution du piémont ouest de la Cordillère royale (Bolivie) au Quaternaire, thèse 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille II : 109 p.
- AHLFELD (F.), SCHNEIDER-SCHERBINA, 1964. — Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. Denagea vol. 5, La Paz.
- AUDEBAUD (E.), 1967. — Étude géologique de la région de Sicuani

et Ocongate (Cordillère Orientale du sud-péruvien). Thèse 3^e cycle. Univ. Grenoble : 59 p.

- AUDEBAUD (E.), BERNARD (D.), VATIN-PERIGNON (N.), VIVIER (G.), 1979. — Quelques âges K/Ar sur des roches ignées cénozoïques du sud-péruvien. Conséquences géodynamiques. 7^e RAST. 18.

- BALLIVIAN (O.), BLES (J.L.), SERVANT (M.), 1978. — Le Plio-Quaternaire de la région de La Paz (Andes orientales, Bolivie). *Cah. ORSTOM. sér. Géol.*, vol. 10 : 101-113.
- AUDEBAUD (E.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.), LEFEVRE (Ch.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), MATTAUER (M.), MEGARD (F.), PAREDES (J.) et TOMASI (P.), 1973. — Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. XV, fasc. 1-2 : 73-114
- AUDEBAUD (E.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), 1976. — Coupe géologique des Andes du sud du Pérou de l'océan Pacifique au bouclier brésilien. *Geol. Runsch.*, t. 65, 1 : 223-264
- Banco Minero 1974. — Evaluación preliminar de la cuenca aurífera del río Madre de Dios. Inéd. Lima : 59 p. + annexes
- BONNEMAISON (M.), FORNARI (M.), GALLOSO (A.), HERAIL (G.), JUNGBLUTH (R.), LAUBACHER (G.), VERGARA (J.), ZEGARRA (J.), 1983. — Oro primario y oro detrítico en la Cordillera Suroriental del Perú. El papel de la geomorfogénesis en la formación de los placeres. Action conjointe ORSTOM-INGEMMET, Ministère des Mines. Inéd. Lima : 94 p.
- BONNEMAISON (M.), FORNARI (M.), GALLOSO (A.), GRANDIN (G.), HERAIL (G.), JUNGBLUTH (R.), LAUBACHER (G.), RODRIGUEZ (W.), VERGARA (J.), ZEGARRA (J.), 1985. — Evolución geomorfológica y placeres de oro en los Andes surorientales del Perú. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, t. 75 : 13-32.
- BOYLE (R.W.), 1979. — The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). *Geological survey of Canada Bulletin* 280 : 584 p.
- CARLIER (G.), GRANDIN (G.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), MEGARD (F.), 1982. — Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Rev.*, 18 : 253-283
- CHIRINOS HINOJOSA (P.G.), 1979. — Exploración preliminar de placeres auríferos en el departamento de Madre de Dios, zona de Caichive. thèse Univ. Aréquipa. 63 p. + annexes.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), 1980. — Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 122, 501 p.
- DELAUNE (M.), FORNARI (M.), HERAIL (G.), LAUBACHER (G.), ROUHIER (M.), — Correlation between heavy mineral distribution and geomorphological features in the Plio-Pleistocene goldbearing sediments of the Peruvian Eastern Cordillera through principal component analysis (à paraître, *Bull. Soc. Géol. Fr.*).
- DOUGLAS (J.A.), 1932. — The geology of the Marcapata valley in Eastern Peru. *Quart Jour Geol. Soc. London*, 89 : 308-347.
- DAVILA (J.), PONCE DE LEON (V.), 1971. — La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú y la presencia de sedimentos de la Formación Cancañari (Zapla) del Silurico. *Rev. Tec. Yac. Petrol. Fisc. Bol.*, 1 : 67-85
- ENCINAS (A.), MILLA (R.), RIOS (I.), 1978. — Estudio de exploración aurífera en la isla Laberinto, Madre de Dios. *Minería*, 146 : 6-12.
- FONTEILLES (M.), 1976. — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales), thèse, Univ. Paris VI. 685 p
- FORNARI (M.), GRANDIN (G.), HERAIL (G.), LAUBACHER (G.), RODRIGUEZ (W.), ZEGARRA (J.), 1980. — Informe técnico sobre el proyecto oro. Action conjointe ORSTOM-INGEMMET, Ministère des Mines. Inéd. Lima. 45 p. + annexes (58 p.) + 4 cartes h.-t.
- FORNARI (M.), GRANDIN (G.), HERAIL (G.), JUNGBLUTH (R.), LAUBACHER (G.), RODRIGUEZ (W.), VERGARA (J.), ZEGARRA (J.), 1981. — Las mineralizaciones auríferas en la Cordillera Suroriental del Perú. Action conjointe ORSTOM-INGEMMET, Ministère des Mines. Inéd. Lima. 74 p. + 1 carte h.-t.
- FORNARI (M.), HERAIL (G.), LAUBACHER (G.), 1982. — El oro en la Cordillera Suroriental del Perú : el placer fluvio-glacial de San Antonio de Poto (departamento de Puno) y sus relaciones con la mineralización primaria de la Rinconada. In *Proceedings Vº Congr. Latin American Geol.*, Buenos-Aires, 4 : 369-368.
- FORNARI (M.), BONNEMAISON (M.), 1984. — Mantos et amas sulfo-arsenié à or : la Rinconada, premier indice de minéralisation de type exhalatif-sédimentaire dans la Cordillère Orientale du Pérou. *Chron. rech. min.*, n° 474 : 33-40.
- FORNARI (M.), HERAIL (G.), VISCARRA (G.), LAUBACHER (G.), ARGOLLO (J.), 1987. — Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri : un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. *C.R. Acad. Sc.*, II, t. 305 : 1303-1308.
- FREYDANCK (G.H.), 1965. — The gold placers deposits at the foot of the Eastern Cordillera of Bolivia. Inéd., La Paz. 52 p.
- FUCHS (F.C.), 1898. — Estudio sobre la región aurífera de Santo Domingo en la provincia de Carabaya. *Bol. de Minas, Industria y Construcciones* T. XIV et XV
- FYFE (W.S.), KERRICH (R.), 1984. — Natural concentration processes. In R.P. FOSTER, éditeur, *Gold 84. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Balkema Rotterdam : 99-128.
- GOUZE (Ph.), ARGOLLO (J.), SALLIEGE (J.F.), SERVANT (M.), 1986. — Interprétations paléoclimatiques des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales : exemples des Andes boliviennes. *C.R. Acad. Sc.*, II, t. 303 : 219-224.
- HERAIL (G.), ARGOLLO (J.), FORNARI (M.), LAUBACHER (G.), VISCARRA (G.), 1986 a. — El distrito de Tipuani : geología e historia (parte I). *Khrysos*, I, 2 : 9-15.
- HERAIL (G.), RUIZ (E.B.), ARGOLLO (J.), FORNARI (M.), LAUBACHER (G.), VISCARRA (G.), 1986 b. — El distrito de Tipuani : gitología (parte II). *Khrysos*, I, 3 : 7-14.
- HERAIL (G.), 1983. — Géomorphologie et gitologie de l'or detrítico. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne. Editions du C.N.R.S. Paris, 456 p.
- KIHIEN (A.), 1985. — Geología y génesis del yacimiento aurífero de San Antonio de Poto. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, 75 : 17-31.
- LAUBACHER (G.), 1978. — Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au nord et au nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 95, 217 p.
- LAUBACHER (G.), BONHOMME (M.), FORNARI (M.), HERAIL (G.), VIVIER (G.), 1984. — Le bassin d'Ananea-Ancocalla, témoin de l'évolution plio-quaternaire des Andes sud-orientales du Pérou. In 10^e RAST. Bordeaux : 336.
- LAUBACHER (G.), HERAIL (G.), FORNARI (M.), SEBRIER (M.), 1985. — Le piémont amazonien des Andes sud-orientales du Pérou (Marcapata-Inambari). Colloque montagnes-piémonts, Toulouse 1982. *R.G.P.S.O.* : 71-84
- LAVALLEE (D.), LUMBRERAS (L.), 1985. — Les Andes de la préhistoire aux Incas. Col. L'univers des formes, Gallimard. Paris : 457 p.
- MAROCCO (R.), 1978. — Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes : la déflexion d'Abancay. Étude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel - Sud du Pérou (12°30 à 14°00 S). *Trav. et Doc.*, ORSTOM, n° 94, 195 p
- MÉGARD (F.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), PAREDES (J.) et TOMASI (P.), 1971. — La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. *Cah. ORSTOM. sér. Géol.*, vol. III, n° 1 : 5-44.
- MERCER (J.H.), PALACIOS (M.O.), 1977. — Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5 : 600-604.
- OLLER (J.), 1986. — Geología del sub-andino del Norte de Bolivia, thèse Univ. UMSA. La Paz.
- OPPENHEIM (V.), 1946. — Geological reconnaissance in Southern Peru. *BAAPG*, 30 : 254-264.
- PACHECO (J.M.), 1840. — Viaje al célebre Camanti. Soc. aficionados a la mineralogía. Cuzco.

- ROUHIER (M.), 1983. — Les caractères morphoscopiques des paillettes d'or du placier fluvio-glaciaire de San Antonio de Poto et leur signification géomorphogénétique et géologique. D.E.A. Univ. Toulouse-le Mirail, 32 p.
- SAENZ CHAVEZ (I.), 1964. — Exploracion en depósitos aluviales mediante el sistema de draga (distrito de Poto, provincia de Sandía, Dpto de Puno), thèse Univ. Arequipa, 77 p. + annexes.
- SEBRIER (M.), MERCIER (J.L.), MÉGARD (F.), LAUBACHER (G.), CAREY-GAILHARDIS (E.), 1985. — Quaternary normal and reverse faulting and the state of the stress in the Central Andes of South Peru. *Tectonics*, 4, 7 : 739-780.
- SERVANT (M.), 1977. — Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales de Bolivie. INQUA, suppl. *Bull. Ass. Fr. Etud. Quat.* 50, 1 : 323-327.
- SOLER (P.), GRANDIN (G.), FORNARI (M.), 1986. — Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou. *Géodynamique* 1, 1 : 33-68.
- VISCARRA (G.), 1986. — Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontana andina, parte central de la cuenca Cangalli : región de Tipuani-Mariapo, thèse UMSA, La Paz : 66 p.
- TISTL (M.), 1985. — Die Goldlagerstätten der nördlichen Cordillera Real/Bolivien und ihr geologischer Rahmen. *Berliner Geowiss. Abh. (A)*, 65 : 102 p.